N. TOPOR
V. MOŞOIU
N. VANCEA

METEOROLOGIE AERONAUTICĂ

EDITURA
MEDICALĂ

METEOROLOGIE AERONAUTICĂ

N. TOPOR
V. MOȘOIU
N. VANCEA

METEOROLOGIE AERONAUTICĂ

EDITURA MEDICALĂ
București — 1967

CUVÎNT ÎNAINTE

Deşi au trecut de-abia cîteva decenii de cînd s-au pus bazele zborului mecanic de către precursorii aviaţiei, printre care un loc de cinste îl ocupă Vlaicu, Vuia, Coandă şi alţii — mîndrie a poporului nostru — totuşi aviaţa a făcut progrese uimitoare.

De la saltul de lăcustă al primelor prototipuri de aparate de zbor mai grele decît aerul, s-a ajuns la zborul pe distanţe de mii de kilometri al avionului modern, care transportă zeci şi sute de pasageri, în condiţii de confort şi securitate deplină, cu viteze care depăşesc vitezele tuturor celorlalte mijloace de transport.

În curînd, companiile de transport public vor avea la dispoziţie avioane cu sute de locuri care vor zbura în stratosferă cu viteze mai mari decît cea a sunetului.

Pe tot parcursul acestor ameţitoare progrese realizate de aviaţie, meteorologia s-a dovedit a fi prietena cea mai devotată a aviatorilor, arătîndu-le căile cele mai bune, în scopul de a evita influenţele nefaste ale fenomenelor meteorologice.

Cu o perseverenţă demnă de admirat, meteorologii au reuşit să smulgă treptat cele mai ascunse taine ale naturii, pe care apoi le-au dezvăluit aviatorilor ca aceştia să poată găsi căile cele mai netede; cele mai lipsite de primejdii prin multitudinea de fenomene meteorologice, duşmani neiertători pentru cei care nu le cunosc forţa şi capriciile.

Organizaţiile internaţionale ale meteorologilor şi ale zburătorilor se preocupă necontenit şi nu precupeţesc nici un efort pentru găsirea şi aplicarea celor mai avansate metode, folosind mijloacele tehnice cele mai moderne (aparate meteorologice perfecţionate, mijloace de transmisiuni rapide şi sigure, radiolocatoare meteorologice, sateliţi artificiali meteorologici etc.), în scopul de a preveni pe aviatori asupra existenţei şi evoluţiei fenomenelor meteorologice care ar putea periclita sau stînjeni zborul avioanelor.

Practica a dovedit că, pe măsură ce capacitatea și viteza avioanelor se măresc, nevoile de informare meteorologică ale personalului navigant care le exploatează și ale celui de trafic aerian care le dirijează pe căile aeriene sau în zonele de aerodrom cresc în egală măsură.

Dar pentru a folosi informațiile meteorologice cu maximum de randament, personalul aeronautic navigant și de trafic aerian trebuie să-și îmbogățească necontenit cunoștințele în domeniul meteorologiei pentru a fi în măsură să ia, cu rapiditatea impusă de marile viteze ale avioanelor, cele mai juste hotărîri în orice situații meteorologice, oricît de dificile.

Prin editarea lucrării Meteorologia aeronautică, Direcția generală a aviației civile din Ministerul Transporturilor Auto, Navale și Aeriene va reuși să pună la dispoziția personalului zburător și din siguranța circulației aeriene, întrunite într-un singur volum, noțiunile meteorologice strict necesare rezolvării cu succes a sarcinilor de securitate, punctualitate și economicitate a zborurilor.

Colectivul de autori ai lucrării de față, constituit din specialiști de elită ai meteorologiei românești, cu practică îndelungată în domeniul protecției meteorologice a navigației aeriene cu o contribuție remarcabilă și pe plan internațional și care, pe lîngă calitatea de oameni de știință, au și meritul de a fi promotorii acțiunii de modernizare a rețelei meteorologice aeronautice din Republica Socialistă România, potrivit noilor cerințe ale aviației moderne, a reușit să trateze în această lucrare — prima de acest gen din țara noastră — toate problemele care interesează personalul aviației civile în domeniul meteorologiei aeronautice.

Apreciez eforturile colectivului de autori și sprijinul acordat de conducerea Comitetului de Stat al Apelor de pe lîngă Consiliul de Miniștri pentru apariția acestei lucrări, ca un exemplu concret de colaborare între meteorologie și aviația civilă.

General maior **CONSTANTIN ȘENDREA**
Secretar General al M.T.A.N.A.

INTRODUCERE

Datele statistice întocmite atît pe plan mondial, cît și la scara națională, demonstrează că mijlocul de transport cel mai sigur este cel aviatic, întrucît numărul accidentelor este cu mult mai mare în traficul rutier și feroviar decît în cel aerian. La această securitate de transport se mai adaugă și faptul că navigația aeriană constituie astăzi cel mai civilizat și mai rapid mijloc de deplasare, fapt care atrage după sine o mare economicitate și o vădită apropiere între regiuni, prin reducerea distanțelor măsurate în unități de timp.

În 60 de ani, tehnica aviației a făcut progrese importante atît în ceea ce privește forma și motorul aparatului, cît și în ceea ce privește viteza și înălțimea de zbor. Dacă în noiembrie 1906, viteza și înălțimea de zbor aveau ca performanțe 37 km/oră, respectiv cîteva zeci de metri înălțime deasupra solului, în 1966, vitezele au depășit 3 000 km/oră și nivelul de zbor 20 000 m. Viteza de zbor este strîns legată de înălțimea de zbor sau, mai corect spus, de densitatea aerului; în stratul de aer de lîngă sol nu se pot obține viteze prea mari, deoarece frecarea învelișului avionului cu aerul este atît de puternică, încît produce o încălzire suficientă pentru a topi materialul din care este construit aparatul de zbor. La 200 km înălțime, numărul moleculelor de aer este de 100 000 de ori mai mic decît în același volum de aer din pătura atmosferică de lîngă sol; la o asemenea înălțime, frecarea este extrem de redusă și încălzirea aeronavei ar fi aproape nulă.

Aviația, care a învins așa-numitul „zid sonic", ajungînd deci la viteze mai mari decît cea a sunetului și care se află în curs de a învinge și „zidul termic" se găsește încă în luptă cu factorul vreme care i-a fost și i-a rămas, încă de la începuturile ei atît prieten, cît și vrăjmaș. Cu toate că eșalonul de zbor a crescut mereu, mai întîi la peste 3 000 m înălțime, deci deasupra celui mai perturbat strat atmosferic, iar mai tîrziu la peste 8 și 10 km, unde frecarea cu aerul este slabă și fenomenele meteorologice dăunătoare rare, navigația aeriană a rămas tributara factorului vreme, care nu poate fi desconsiderat nici un mo-

ment de către aviatori. Natura angrenează în procesele atmosferice forțe energetice enorme ; așa, de exemplu, numai pentru formarea unui nor de dimensiuni mijlocii, ea cheltuiește circa 100 000 000 000 000 kilocalorii, așa că un avion, oricît de mare și puternic ar fi, nu reprezintă decît o jucărie în vîltoarea vastului ocean aerian.

Dacă unele condiții atmosferice favorizează zborul aeronavelor, permițînd stabilirea de performanțe, altele, dimpotrivă, pun pilotajului probleme complicate, determinînd accidente sau catastrofe aeriene. Aproape că nu există zi în care să nu se înregistreze, pe glob, un accident de aviație mai mult sau mai puțin grav. Comparat însă cu numărul zborurilor ce se efectuează zilnic de către avioanele comerciale, sanitare, utilitare, particulare și militare pe toată suprafața Pămîntului, numărul accidentelor de importanță mai mare sau mai mică, de la ratări de curse pînă la prăbușiri — datorite vremii — este astăzi, comparat cu deceniile anterioare, mult mai mic.

Meteorologia a deținut și deține un rol foarte important în activitatea aviatică. Astăzi nu există nici un aeroport pe lume care să nu fie înzestrat cu o stație sau un centru meteorologic ; nu se efectuează nici o cursă aeriană fără buletin meteorologic de zbor. Pe plan mondial, în decurs de 24 de ore, se realizează schimburi de informații meteorologice într-un volum de peste 100 000 telegrame. Centrele de dirijare aeronautică au aproape permanent la îndemînă situația atmosferică din aria lor de control. Atenția meteorologilor se concentrează asupra fenomenelor periculoase zborului, care sînt : ceața, vîntul puternic și în rafale, furtunile de praf, de nisip sau de zăpadă, căderile de grindină, givrajul, norii orajoși și fenomenele electrice, turbulența, plafonul coborît de nori și vizibilitatea redusă.

Astăzi numai în traficul comercial aerian se utilizează peste 80 de tipuri de avioane, pilotate de echipaje de diferite categorii și care au tot atîtea baremuri meteorologice de zbor. Aceste cerințe, mereu crescînde ale aviației, au dus la dezvoltarea „meteorologiei aeronautice", care se găsește acum în fruntea celorlalte ramuri ale meteorologiei atît prin cuantumul deservirii, cît și prin organizare, dotare și funcționare.

Acolo unde meteorologia aeronautică nu este bine organizată sau nu dispune de aparatură specială și de mijloace de transmisiune rapide, ca și acolo unde personalul navigant și cel de aeroport nu are o pregătire meteorologică minimă sau nu ține cont de recomandările meteorologice, se înregistrează cele mai multe accidente de aviație datorite factorului vreme. De asemenea, trebuie să se țină seama de condițiile meteorologice nefavorabile, chiar dacă acestea afectează interesele de ordin comercial. Presupunînd că peste cîțiva ani se va zbura la peste 16 000 m înălțime și pilotarea se va face de către roboți electronici, navigația aeriană rămîne totuși tributară meteorologiei, pentru că între forțele naturii și forțele comandate de om există o mare disproporție și inversarea acestui raport nu este deocamdată posibilă.

Lucrarea de față, inițiată de Direcția generală a aviației civile, reprezintă un ghid practic de meteorologie atît pentru personalul aeronautic navigant, cît și pentru cel ce se ocupă cu dirijarea zborurilor.

Caracterul lucrării este pur tehnic și ea se adresează tuturor celor ce au o pregătire medie. Ea nu conține dezvoltări matematice ale proceselor atmosferice, nici ipoteze teoretice aplicative, ci urmărește îndeaproape prezentarea fenomenelor meteorologice de care personalul aeronautic se izbește în mod curent și care influențează navigația. Accentul se pune pe materialul documentar informativ meteorologic, cu care personalul navigant ia contact la fiecare centru meteorologic de aeroport și pe care trebuie să-l înțeleagă și să-l folosească cu maximum de avantaj. O documentație meteorologică de zbor este total ineficientă, dacă ea nu este înțeleasă și aplicată.

Lucrarea este pusă la punct cu ultimele recomandări ale O.M.M. și O.A.C.I., emise pînă la 31.V.1966. Ea cuprinde mai multe părți distincte, ca : medicină aeronautică, noțiuni de astronomie, de meteorologie generală, de meteorologie sinoptică, fenomene meteorologice care influențează navigația aeriană, zborul în diferite situații de vreme și asistența meteorologică a aviației.

Lucrarea se adresează personalului aeronautic de toate categoriile și din toate profilele de trafic aerian (comercial, sanitar, utilitar, turistic, particular și militar).

Spre deosebire de alte lucrări similare, existente în străinătate și în care abundă noțiunile de meteorologie generală, în cea de față s-au restrîns elementele de meteorologie generală și de meteorologie sinoptică la numai cîteva zeci de pagini. S-a pus în schimb accentul pe fenomenele atmosferice, care interesează navigația aeriană, făcîndu-se o analiză mai amplă a fenomenelor dăunătoare sau care stînjenesc, mai mult sau mai puțin, traficul aerian.

Întrucît orografia țării noastre este foarte heterogenă, variind de la aspectul de cîmpie și litoral marin la cel de podiș accidentat și masive muntoase cu vîrfuri la peste 2 500 m altitudine, s-a apreciat ca necesar să se dedice un întreg capitol influenței reliefului asupra fenomenelor atmosferice și implicit asupra zborului. Acest capitol va interesa îndeosebi aviația sanitară și utilitară dar și aviația grea de transport comercial precum și cea militară deoarece în fiecare zbor sînt obligate să survoleze peste lanțul Carpaților. Masivele muntoase sînt adevărate „perturbatoare atmosferice" și generatoare de fenomene periculoase ca : nori violenți de furtună, nori de undă, turbulență mare, givraj, căderi de grindină etc. Majoritatea accidentelor de aviație din întreaga lume se datoresc unor asemenea procese atmosferice generate de condițiile orografice. Piloții neexperimentați sau cei care în pregătirea lor nu au luat cunoștință de ele, sînt surprinși cu ușurință, pierd controlul aeronavei, devenind incapabili de a evita catastrofa.

În cursele lungi cum au fost cele efectuate de aviația noastră la sfîrșitul anului 1966 și începutul anului 1967 în Extremul Orient, în Etiopia, sau peste Oc. Atlantic etc. este de o mare importanță, pentru echipaj, cunoașterea și înțelegerea hărților sinoptice de sol și altitudine cu starea atmosferii. De aceea, partea a treia a lucrării a fost consacrată zborurilor de lungă durată sau de lungă distanță, în cursul cărora avionul e obligat să străbată situații atmosferice extrem de variate

determinate de formațiuni meteorologice numite: cicloni, anticicloni, fronturi reci, calde, ocluse, staționare etc. Avînd la bord documentația meteorologică, privind ruta respectivă, comandantul de aeronavă și întreg echipajul va ști din timp, unde și cînd vor apărea schimbările de vreme, care ar putea crea complicații de zbor. Aviatorii cu o bună pregătire meteorologică estimează cu destulă precizie apariția fenomenelor meteorologice în diferitele sectoare ale ciclonilor sau anticiclonilor, chiar dacă nu au fost avertizați de serviciile meteo.

În cursele internaționale echipajele primesc, la decolare, un dosar cu documentația meteorologică pentru ruta pe care o au de efectuat. Mulți piloți, cu slabă pregătire meteorologică, nu interpretează satisfăcător aceste materiale din care cauză ei nu pot evita cu ușurință diferitele „obstacole atmosferice" ce se ivesc în lungul cursei, ratînd uneori zborul. Partea a IV-a a lucrării vine să ușureze citirea de către piloți a documentației de zbor și pe care ei trebuie să o pretindă de la orice serviciu meteorologic de pe aeroporturile internaționale. Tot în această parte a manualului sînt date și o serie de abreviațiuni, mesaje și coduri, ce se folosesc curent în meteorologia aeronautică internațională, conform recomandărilor și rezoluțiilor O.A.C.I. — O.M.M. din 1965 și 1966.

În legătură cu zborul la mare altitudine, atragem atenția asupra capitolelor: X, XI, XVIII și XIX întrucît în acestea se tratează despre stări și procese atmosferice ca: zonă frontală înaltă, tropopauză, curent-jet, turbulență în aer clar, turbulență în vîrf de Cumulonimbus etc. și care interesează în mod deosebit navigația supersonică.

Tot ca o deosebire față de multe manuale străine, în lucrarea de față s-a introdus un capitol cu elemente de astronomie utile pentru aviație, precum și un capitol cu noțiuni de medicină aeronautică. Cu noțiunile din acest capitol aviatorii și parașutiștii își vor explica o serie de fenomene fiziologice și psihologice pe care ei le manifestă în diferite circumstanțe de zbor sau lansări cu parașuta.

Întrucît lucrarea este la prima ediție, ar fi de mare folos dacă organele de aviație ne-ar trimite sugestii privind îmbunătățirea lucrării în ediția ei următoare.

AUTORII

PARTEA ÎNTÎI

NOȚIUNI DE MEDICINĂ AERONAUTICĂ, ELEMENTE DE ASTRONOMIE, NOȚIUNI FUNDAMENTALE DE METEOROLOGIE GENERALĂ ȘI METEOROLOGIE SINOPTICĂ

1. NOŢIUNI DE MEDICINĂ AERONAUTICA

Progresele rapide ale tehnicii aviaţiei, pe care le-au înregistrat diferitele tipuri de avioane cu calităţi de ascensiune, viteză şi maniabilitate deosebite, pun organismul zburătorilor la încercări felurite în ceea ce priveşte adaptarea la influenţele altitudinii şi acceleraţiilor.

La avioanele deschise, fără cabine etanşe, adaptabilitatea scădea mai sus de 5 000 m şi zborul fără mască de oxigen devenea riscant, pentru că, începînd de la 8 000 m, se producea, numai în cîteva minute, aşa-numita „moarte la înălţime", datorită lipsei de oxigen.

De asemenea, „virajele strînse" ale avioanelor de mare viteză pot produce tulburări importante ale vederii şi chiar ale cunoştinţei. În istoria aviaţiei se cunosc destule accidente mortale, provocate de acţiunea înălţimii şi a forţei centrifuge.

Aviatorii au datoria să cunoască limitele capacităţilor corpului omenesc şi modul cum aceste graniţe fiziologice pot fi lărgite. Ei trebuie să cunoască de asemenea senzaţiile false pe care le pot avea în cursul zborului fără vizibilitate, senzaţii care duc la o mare nesiguranţă în pilotaj.

În cele ce urmează vom prezenta numai cîteva aspecte de medicină aeronautică privind zborul la mare altitudine, acţiunea acceleraţiilor şi a forţelor centrifuge asupra aviatorilor, importanţa reacţiilor organelor de simţ pentru aviator, senzaţiile false în zborul fără vizibilitate şi efectele zgomotelor şi trepidaţiilor asupra organismului.

1.1. ZBORUL LA MARE ÎNĂLŢIME

Din capitolele ce urmează rezultă printre altele că:

a) aerul este compus din mai multe gaze (azot, oxigen, bioxid de carbon, vapori de apă etc.), care îşi menţin proporţia dintre ele pînă la 12 000 m înălţime;

b) temperatura aerului scade cu 6°C pentru fiecare 1 000 m ascensiune pînă la limita stratosferei (8 000 m la poli şi 14 000 m la

ecuator). În stratosfera inferioară (10—20 km), temperatura oscilează între —50° și —60° ;

c) presiunea aerului scade cu 1 mm Hg pentru fiecare 10,5 m ascensiune și de aceea, la 5 000 m înălțime, presiunea se reduce la 1/2, la 10 000 la 1/4, iar la 15 000 m înălțime la 1/10.

1.1.1. **Efectele scăderii presiunii atmosferice.** O dată cu scăderea presiunii totale a aerului, în funcție de creșterea înălțimii, scade și presiunea fiecărui gaz în parte. Astfel, cu înălțimea scade și presiunea oxigenului atmosferic, care la 20 000 m ajunge aproape de zero. Totodată scade și presiunea oxigenului pulmonar ; cum combinarea oxigenului din aer cu hemoglobina din sînge depinde de presiunea oxigenului, este ușor de înțeles că de la anumite înălțimi, această combinare nu mai este posibilă și organismul este supus asfixierii.

Scăderea presiunii atmosferice nu se manifestă asupra organismului, așa cum s-ar părea la prima vedere, printr-o dilatare a țesuturilor sau prin ruperea vaselor sanguine, datorită creșterii presiunii interioare. Acest fenomen nu se produce pentru că țesuturile corpului conțin peste 70% apă, iar restul este format din substanțe care, ca și lichidele, nu pot fi comprimate vizibil nici la presiuni de mai multe atmosfere.

Scăderea presiunii aerului produce următoarele efecte principale :

a) asupra gazelor dizolvate în sînge, pe care le transformă în bășicuțe (aidoma bășicuțelor de bioxid de carbon cînd golim o sticlă de apă gazoasă) și care pot astupa capilarele sanguine, provocînd dureri articulare ce nu cedează decît atunci cînd avionul coboară ;

b) asupra gazelor intestinale și din spațiile cavitare ale corpului, care se dilată cu atît mai mult, cu cît scade presiunea aerului. Aceste gaze, dacă nu sînt evacuate pe cale naturală, la 5 000 m își dublează volumul ; la 8 000 m înălțime, volumul lor devine de 4 ori mai mare decît cel inițial, iar la 15 000 m de 10 ori. De aceea, atunci cînd cabina de hiperpresiune a unui avion stratosferic se sparge, echipajul se află într-o mare primejdie, ca urmare a dilatării gazelor intestinale ;

c) asupra aerului conținut în căsuța timpanului sau a sinusurilor frontale sfenoidale și maxilare, scăderea presiunii provoacă tulburări considerabile, mai ales atunci cînd legătura acestor cavități cu exteriorul este întreruptă. În timpul ascensiunii, aceste sinusuri se pot uneori deschide, pe cînd la coborîre se creează o hipopresiune care determină dureri frontale violente.

Persoanele cu sinusuri frontale mari, cu guturai frecvent sau care fac ușor catarurі ale sinusurilor frontale nu sînt apte pentru profesiunea de navigator aerian.

Căsuța timpanului este în legătură cu spațiul faringian prin *trompa lui Eustache*. Cînd acest canal numit și *tubă* este inflamat, echilibrarea dintre presiunea aerului exterior și cea din interiorul căsuței se stabilește greu, din care cauză se produc dureri atunci cînd avionul coboară. Uneori se semnalează chiar mici hemoragii.

1.1.2. **Efectele lipsei de oxigen** sînt deosebit de importante și ele se produc cînd în plămîni pătrunde un aer insuficient de oxigenat

sau cînd presiunea oxigenului ajuns în plămîni este mai mică decît aceea din sîngele care vine din circulaţia generală a corpului.

Cu cît urcăm mai sus, peste 4 500 m, cu atît cantitatea de oxigen din aer devine mai mică şi apar simptomele aşa-numitei „boli de înălţime".

Primele manifestări ale acestei boli sînt de natură psihică, fiind afectate mai întîi atenţia şi puterea de judecată. Scăderea facultăţii de autoobservare este un fenomen foarte primejdios pentru piloţi, mai ales la zborul fără vizibilitate peste munţi înalţi. Fenomenele următoare legate de lipsa oxigenului sînt : gîndire greoaie, cîmpul vizual se întunecă în urma scăderii acuităţii vizuale, inima bate din ce în ce mai neregulat, iar respiraţia devine tot mai adîncă şi mai neregulată ; dispneea devine un fenomen caracteristic. Se adaugă apoi tresăririle involuntare şi din ce în ce mai puternice ale muşchilor, numite şi „crampe de înălţime", după care respiraţia încetează şi o dată cu ea funcţionarea inimii, producînd „moartea de înălţime".

Unii aviatori, în condiţiile lipsei de oxigen, nu trec prin toate fazele menţionate mai sus, ci îşi dereglează brusc circulaţia, făcînd aşa-numitul „colaps de înălţime".

Boala de înălţime, provocată de lipsa oxigenului, este deosebit de periculoasă şi prin faptul că aviatorii, cînd intră în faza „lipsei de autocontrol", au, ca şi sub influenţa alcoolului, o bună dispoziţie care îi face să se considere foarte apţi (deşi realitatea este contrarie) ; de aceea ei nu iau măsurile corespunzătoare, căzînd uşor victimă acestei boli.

Alcoolul micşorează totdeauna rezistenţa la boala înălţimii, pe cînd somnul de cel puţin 8 ore înainte de efectuarea zborului, o măreşte considerabil.

În avioanele comerciale de transport, unde aerul oxigenat este asigurat, „boala de înălţime" nu afectează decît într-o manieră atenuată persoanele sensibile la hipobarie.

1.1.3. **Tulburări provocate de gazele motorului.** Se ştie că dintr-un motor puternic de avion se evacuează în fiecare secundă circa 1 m^3 de *gaze de eşapament*, care au o influenţă nefavorabilă chiar şi asupra echipajelor de pe avioanele deschise. La multe tipuri de avioane închise, curentul de aer care se scurge pe lîngă fuselaj produce atît în carlingă, cît şi în spaţiul rezervat pasagerilor, o hipopresiune ce absoarbe prin fisuri fine şi ascunse atît vapori de ulei, cît şi gaze de eşapament. Valurile formate de vopseaua de pe planuri, ca şi micile îndoituri ale tablei care acoperă avionul modifică în aşa fel curenţii de aer în jurul aparatului, încît aceştia produc, în mod brusc, concentraţii destul de importante şi vătămătoare de oxid de carbon în interiorul aparatului. Acest oxid de carbon determină „intoxicaţia cu gaze de eşapament", caracterizată prin : oboseală, ameţeli, dureri de cap, greaţă şi toropeală. Vaporii de ulei, chiar şi în concentraţii foarte mici, nedozabile, produc asupra persoanelor sensibile greaţă şi reacţii stomacale neplăcute, deoarece produsele de ardere a uleiurilor, precum aldehidele şi acroleina

sînt foarte iritante pentru mucoasă și înghițirea lor o dată cu saliva agravează bolile mucoasei gastrice.

Efectele cele mai neplăcute sînt cele provocate de oxidul de carbon, cînd concentrația acestuia devine mai mare de 0,0025% în mediul înconjurător. Conținutul mai mare de oxid de carbon în aerul respirat amplifică efectul acțiunii înălțimii asupra echipajelor de zbor. Chiar la nivelul mării (unde nu avem hipobarie și hipooxigenare), dacă o persoană este pusă să respire 4—5 ore aer ce conține 0,05% oxid de carbon, ea va prezenta toate simptomele pe care le produce boala de înălțime, pentru că jumătate din hemoglobină se încarcă cu oxid de carbon (carbohemoglobină) și nu mai poate transporta oxigen suficient la toate țesuturile și îndeosebi în țesutul nervos.

Intoxicațiile cu gaze de la motoarele avioanelor se pot produce nu numai la mari înălțimi, ci și sub 4 000 m (3 000—4 000).

La înălțimi mari, lipsa de oxigen afectează nu numai omul, ci și motoarele avionului, pentru că acestea au nevoie de mult oxigen pentru arderea carburanților. În motoarele fără instalații speciale (compresoare), arderile se fac greu și cantitatea de oxid de carbon se mărește.

1.1.4. **Acțiunea frigului.** Răcirea corpului omenesc depinde de:

— scăderea temperaturii, mișcarea și umiditatea aerului, precum și de iradierea solară;

— de proprietățile îmbrăcămintei de a conserva căldura;

— de irigația sanguină a pielii, care este reglată de sistemul nervos.

Temperatura scade pe măsură ce înălțimea de zbor crește; umiditatea absolută a aerului (număr de grame de vapori de apă la m^3 aer) scade cu cît scade și temperatura; vîntul umed (datorită măririi conductibilității căldurii) mărește acțiunea de răcire a corpului în comparație cu vîntul uscat. Iradierea solară are o acțiune neimportantă asupra echipajelor din avioanele deschise, în comparație cu acțiunea de răcire produsă de curentul avionului. În cazul avioanelor închise, iradierea solară, dimpotrivă, produce o încălzire apreciabilă, mai ales în cazul cabinelor etanșe la curent și confecționate din material transparent.

Împotriva pierderii de căldură a corpului, pierdere care este proporțională cu viteza curentului, se folosește îmbrăcăminte specială sau încălzire electrică. Îmbrăcămintea călduroasă, care să nu fluture în bătaia curentului este obligatorie în avioanele deschise, chiar la zboruri de mică înălțime; astfel se evită pierderea excesivă de căldură și deci instalarea frigului, întrucît tremurăturile produse de frig măresc considerabil consumul de oxigen, prin amplificarea proceselor de ardere din corp. Acest tremurat arată că reglarea fizică a căldurii corpului nu este suficientă și atunci începe reglarea chimică. Aviatorul trebuie să cerceteze frecvent, prin pipăire, pielea feței, ca să se convingă dacă unele părți ale acesteia n-au devenit cumva insensibile din cauza gerului. În asemenea cazuri se fac masaje (frecări) pentru a se restabili circulația sanguină și pentru a se evita degerăturile. Țesuturile înghe-

țate își pierd rezistența față de germenii bolilor și trebuie ferite de infecții bacteriene purulente sau putrefiante. Pomezile contra degerăturilor trebuie utilizate din plin înainte de zbor.

1.2. ACȚIUNEA ACCELERAȚIILOR ȘI A FORȚELOR CENTRIFUGE

1.2.1. Acțiunea accelerației. Pentru o mai bună înțelegere a acțiunii accelerațiilor vom reaminti cîteva noțiuni de bază.

Se știe că viteza este expresia drumului parcurs în unitatea de timp ($V = m/s$). La întrebarea ce viteză poate să suporte omul într-o aeronavă, răspunsul este simplu și categoric: orice viteză, dacă organismul este apărat satisfăcător împotriva presiunii exercitată de curentul de aer și dacă mărimea și direcția vitezei rămîn neschimbate, deci dacă nu se produce nici o accelerație. În mod permanent, noi ne mișcăm o dată cu Pămîntul în jurul Soarelui cu o viteză de aproximativ 30 km/s, fără să constatăm vreun efect asupra organismului. De asemenea, viteza automobilului sau a avionului în care călătorim, în afară de vibrații și scuturături, nu exercită nici o acțiune atît timp cît aceste vehicule nu-și schimbă direcția și viteza.

În cazul cînd scoatem mîna pe fereastra vagonului de tren, a automobilului sau a avionului, constatăm rezistența aerului, care crește cu pătratul vitezei față de aer. Din acest motiv, un om care cade din avion, la o presiune normală, nu poate atinge o viteză de cădere mai mare de 60 m/s, deci mai mare de 210 km/oră.

Legile căderii arată că viteza de cădere a unui corp în vid crește uniform sub influența gravitației, însă în spațiul plin cu aer, forța de rezistență a acestuia atinge în cîteva secunde valoarea forței gravitației. În momentul cînd ambele forțe se echilibrează, corpul care cade liber, nu-și mai mărește viteza. Din această clipă, pentru orice creștere de viteză, este necesar un plus de forță care să mărească „forța vie" (energia cinetică).

Viteza terminală a unei căderi în spațiul plin cu aer nu este aceeași pentru fiecare corp, ci depinde de greutatea specifică și de rezistența aerului. Avioanele în picaj ating, cu motoarele încetinite, 360—720 km/oră (100—200 m/s). Faptul că un parașutist, care sare dintr-un avion, coboară inițial cu o viteză mai mare de 60 m/s, viteză ce este redusă în cîteva secunde la 60 m/s, are o mare importanță practică, întrucît a dus la inventarea *parașutei acționate manual*, care se deschide la momentul dorit după saltul din avion. Dacă nu ar exista rezistența aerului, corpurile ar cădea cu o viteză care se mărește în fiecare secundă cu 9,81 m, datorită forței de atracție a Pămîntului, a forței gravitaționale. Creșterea vitezei de cădere cu 9,81 m/s se numește *accelerația gravitației (g)*.

Un corp așezat pe un suport nu se mai supune gravitației, pentru că suportul nu cedează; sub influența gravitației însă, corpul apasă pe suport și această apăsare este greutatea sa, care, cu ajutorul unui dinamo-

metru special, se poate aprecia în multipli ai forței de gravitație. Așa, de exemplu :

1. În momentul catapultării unui avion se produce o accelerație de sens orizontal, care dă avionului o creștere de viteză de 3 × 9,81 m/s. Din această cauză, membrii echipajului sînt presați pe spătare cu o forță care corespunde greutății fiecăruia înmulțită cu 3.

2. Un om într-un ascensor, care urcă cu o viteză de 5 m/s (jumătate din unitatea forței de gravitație), presează podeaua ascensorului cu 1,5 ori greutatea corpului său, pe cînd la coborîre, el presează numai cu 1/2 din greutatea sa.

3. Viteza de coborîre a unui parașutist este în mijlociu de 5 m/s. În momentul atingerii pămîntului, dacă frînarea se face într-un spațiu de 50 cm prin îndoirea genunchilor, la forța de gravitație se adaugă și forța de frînare, rezultînd o forță egală cu 3,5 *g*. Parașutistul suportă deci pe picioarele sale greutatea sa înmulțită cu 3,5.

4. Un avion care aterizează cu 30 m/s (105 km/oră) frînează această viteză pe parcursul a 200 m, cu o forță de frînare de 0,45 *g*. În momentul frînării, echipajul este presat înainte cu o forță egală cu de 0,45 ori greutatea corporală. Dacă aterizarea se face forțat, într-un spațiu de 10 m, atunci forța de frînare crește de 20 de ori, deci egală cu 9 *g*. Cînd se produce la aceeași viteză o ciocnire cu un obstacol situat la 1 m distanță, forța de frînare crește la 90 *g* (90 × 9,81), ceea ce duce la sfărîmarea avionului.

5. Cînd un aviator, nelegat în chinga de abdomen și umăr, aterizează forțat și își rupe trenul de aterizare capotînd avionul, el se lovește cu tîmplele de carlinga avionului. Din cauza forțelor de frînare care se nasc, oasele se fracturează. Astfel de accidente au fost numeroase și ele au determinat capitonarea specială a carlingilor și utilizarea căștilor de protecție.

Din exemplele de mai sus trebuie reținut următoarele :

a) Accelerații liniare de sens pozitiv se produc numai în momentul lansării cu catapulta ; în aceste situații se nasc accelerații care ating 3—5 ori forța de gravitație și durează 1—2 secunde. La decolarea obișnuită a avioanelor nu se nasc accelerații importante.

b) Accelerații liniare de sens negativ (întîrzieri) se nasc la deschiderea parașutei, la aterizarea parașutistului, la aterizări forțate și la căderile avionului. În situația de prăbușire a avionului se nasc forțe de frînare de sute de ori forța gravitației, din care cauză corpul omenesc se zdrobește complet.

Efectele accelerațiilor liniare asupra corpului în momentul catapultării sînt de intensitate redusă, pentru că durează puțin. Echipajul trebuie să stea strîns lipit de spătarul scaunului pentru ca toate părțile corpului să participe la procesul de accelerare.

În cazul avioanelor-rachetă cu viteza de 1 000 m/s sau 3 600 km/oră, pentru atingerea căreia este nevoie de o forță acceleratoare de 5 ori forța de gravitație, care să se exercite timp de 20 de secunde, omul poate rezista fără greutate, dacă accelerația se exercită din spate spre piept.

La saltul cu parașuta, șocul de deschidere este de 5 × 9,81 și durează mai puțin de o secundă. Uneori, cînd deschiderea se face aproape de sol, chingile parașutei pot produce leziuni. Situația se agravează cînd la sol vîntul bate puternic și în rafale.

1.2.2. **Acțiunea forței centrifuge**, atunci cînd avionul își modifică direcția de zbor, cum este cazul la „viraje" sau la „resurse" echipajul este presat în scaun de forța centrifugă (dacă zboară normal) sau este presat de chinga umerală, dacă se zboară pe spate.

Forțele centrifuge sînt deosebit de mari la avioanele de acrobație, la cele de luptă, la reactoare și la bombardiere în picaj. Forțele centrifuge produse de accelerațiile unghiulare ating 9 *g* și rar 12 *g* (de 12 ori accelerația gravitației). În general, aceste solicitări durează mai puțin de 8 secunde.

Principalele tulburări pe care le produc forțele centrifuge sînt următoarele :

a) persoanele care stau în picioare în avion se răstoarnă ; dacă forța centrifugă este mai mare de 4 *g* se poate produce chiar fracturarea picioarelor ;

b) la persoanele care stau jos (șed pe scaune) se produce o tulburare trecătoare a vederii, care se instalează după 1—2 secunde de la începerea solicitării și încetează o dată cu aceasta. Fenomenul este cunoscut în aviație sub denumirea de „val cenușiu" sau „vedere neagră".

c) se produc tulburări trecătoare ale cunoștinței, însoțite și de tulburări ale vederii.

Aceste tulburări produse de efortul forțelor centrifuge se datoresc unor dereglări în irigarea sanguină a retinei și creierului, ca o consecință a creșterii greutății sîngelui determinată de aceste forțe ;

d) în unele cazuri, sub acțiunea forței centrifuge, intervine o funcționare defectuoasă a vaselor sanguine, determinînd „colapsul de hiperefort" ; în această situație, tulburarea durează și după încetarea forței centrifuge.

Rezistența cea mai mare la forțele centrifuge o are omul în poziția culcat. Cînd se stă întins pe spate, forțele centrifuge, la viraje, se exercită în direcția piept-spate ; experiențele au arătat că în această poziție se pot suporta eforturi de 15 ori forța de gravitație, timp de 30 de secunde.

Rezistența cea mai mare la forțele centrifuge o au persoanele mărunte de statură (bondoace), iar cea mai mică, persoanele foarte înalte și svelte.

Poziția ghemuită pe scaun prezintă și ea avantaje în plus față de cea dreaptă.

Poziția abdominală este neprielnică în ceea ce privește rezistența la forță centrifugă mare, întrucît corpul se sprijină pe piept și abdomen, ceea ce îngreuiază considerabil respirația, iar capul, chiar la un zbor normal, se ține cu dificultate în sus. Această poziție necesită un anumit efort.

Deși în poziția pe spate se pot suporta forțe centrifuge mari se constată totuși în această situație tulburări ale sănătății, care sînt de

mai lungă durată. Astfel, cînd forța centrifugă este de 5 ori forța gravitației, presiunea sanguină din arterele cerebrale se triplează și o astfel de presiune este foarte primejdioasă pentru aviatorii mai în vîrstă de 45 de ani. Presiunea sanguină crește și în capilarele ochiului și de aceea zborul acrobatic, peste cap, produce sîngerări în albul ochilor. Dacă aceste sîngerări se produc în capilarele retinei, ele pot avea ca rezultat orbirea. La forțe centrifuge mai mici se produc dureri de cap, dispariția trecătoare a vederii sau fenomenul de „vedere roșie".

Pentru ca efortul produs de forțele centrifuge să fie mai ușor de suportat, echipajul, înainte de zbor, trebuie să doarmă bine, să nu aibă stomacul gol, să nu bea alcool, să nu fumeze, să nu fie după boli febrile sau de stomac. Îndeosebi, după gripă nu trebuie să zboare decît după o lună de zile.

1.3. IMPORTANȚA REACȚIILOR ORGANELOR DE SIMȚ PENTRU AVIATORI

Ochiul este organul de simț cel mai important pentru aviator, căci el trebuie să aibă o anumită acuitate vizuală, în scopul aprecierii corecte a terenului de aterizare, controlului poziției avionului în spațiu, în timpul zborului acrobatic și în cel fără vizibilitate, urmăririi inamicului etc.

De la ochi, care participă la organizarea echilibrului, pornesc uneori impulsuri false către mușchii corpului, provocînd senzația de amețeală, mai ales cînd se privește în josul peretelui vertical al unei prăpăstii. Acest „vertij de prăpastie" nu se produce cînd te afli în avion.

Pentru a-și mări sau îmbunătăți acuitatea vizuală, aviatorii pot folosi „ochelari corectori". Împotriva curentului, simțit din plin în avioanele deschise se folosesc „ochelari protectori". Pentru evitarea inflamației cronice a conjunctivei — a membranei mucoase care unește pleoapele cu globul ochilor — se recomandă, seara, aplicarea de vaselină boricată pe marginea pleoapei inferioare. Pentru evitarea luminii strălucitoare se pot folosi la ochelarii de zbor sticle colorate; asemenea sticle evită și eventualele leziuni oculare pe care le poate provoca luminozitatea zăpezii sau a suprafeței superioare a norilor, în zborurile de lungă durată. Ochelari cu sticlă colorată numai în partea superioară sînt cei mai recomandabili pentru aterizările ce au loc în amurg.
Urechea este importantă pentru aviator, fiind organul auzului și al echilibrului.

Cu ajutorul auzului, pilotul își controlează motorul în mers, ajutat fiind și de perceperea senzațiilor vibratorii de către piele. Chiar la aterizare, zgomotul motorului este un bun indicator pentru pilot. În nori, zgomotul produs de motor este mai puternic și acest lucru nu trebuie să ducă la concluzia că viteza aparatului s-a mărit.

Ca organ al echilibrului, urechea folosește așa-numitul „organ static", cu care se percepe direcția forței de gravitație precum și accelerațiile liniare, iar cu „canalele semicirculare" se percep mișcările de rotire.

Organul vestibular static, care se găsește în urechea internă, acționează asemănător cu o nivelă cu apă. În cazul în care asupra omului aflat în avion acționează, pe lîngă forța de gravitație și forța centrifugă, acesta percepe „rezultanta" celor două sub forma direcției forței de gravitație, fapt care duce, în timpul zborului fără vizibilitate, la impresii false asupra poziției corecte a avionului în spațiu. La zburătorii tineri, această „senzație falsă" (frecventă la viraje), potrivit căreia avionul stă orizontal și pămîntul oblic, este des întîlnită.

Senzația de rotire o percepe omul prin „canalele semicirculare" ale urechii numai în momentul schimbării vitezei de rotire, adică în clipa începerii rotirii sau în momentul încetării ei. Cînd schimbarea vitezei de rotire nu atinge 2° pe secundă, omul nu-și dă seama că se rotește. Acest fenomen este foarte important în zborul fără vizibilitate, întrucît aparatul se poate abate din drum, rotindu-se încet, pe nesimțite.

Dacă accelerația de rotire se transformă într-o rotire uniformă, senzația de rotire dispare. În acest caz, dacă se produce o accelerație „negativă" de oprire (o frînare) a rotirii, aviatorul percepe o mișcare de rotire în sens contrar, care nu se produce în realitate, ci este numai o senzație de amețeală. Rezultă că omul, stînd cu ochii închiși, nu percepe rotirea uniformă, ci numai accelerațiile sau frînările ei.

1.3.1. **Senzațiile false în zborul fără vizibilitate.** Atunci cînd nu se vede pămîntul și orizontul, organele de simț ale omului nu lucrează satisfăcător pentru a-i da posibilitatea să se orienteze asupra poziției aparatului de zbor. Uneori, în astfel de împrejurări, organele de simț dau senzații false în ceea ce privește mișcarea și poziția avionului și acestea sînt atît de puternice, încît zdruncină încrederea în instrumentele de bord. Insuficiența organelor de simț se datorează, pe de o parte, faptului că organele de echilibru ale omului nu pot face deosebire între forța de gravitație și forța centrifugă, iar pe de altă parte, că el nu poate percepe viteza uniformă, ci numai schimbările de viteză.

Din considerentele de mai sus, zborul fără vizibilitate (prin ceață, nori), cu avioane fără anumite instrumente de bord (indicator de viraj, variometru, altimetru, tahimetru, indicator de viteză etc.), este interzis. La zborul fără vizibilitate, echipajul mai trebuie să știe să se elibereze de senzațiile false privind poziția și starea de mișcare a avionului, pe care i le dau simțurile.

Principalele senzații false, care se produc în zborul fără vizibilitate, datorită deficiențelor organelor de echilibru ale omului, sînt pe scurt următoarele :

a) senzația de „ascensiune", atunci cînd se execută o curbă simetrică ;

b) senzația de „coborîre", atunci cînd ia sfîrșit un viraj ;

c) senzația că avionul are o poziție oblică spre partea opusă, atunci cînd mișcarea este curbă ;

d) senzația de oblicitate a avionului, atunci cînd se zboară printre două straturi oblice de nori ;

e) senzația de rotire, deși zborul este drept ;

f) senzația de basculare a avionului, atunci cînd se fac curbe strînse, din cauza mișcărilor capului în timpul rotirii.

Impresia că aceste senzații sînt realități se datorește „iluziilor optice de mișcare“ produse de mișcările și rotirile ochilor sub impulsurile pornite de la organele de echilibru.

Nu este cazul să se dea aici și explicația fiziologică a iluziilor senzoriale amintite mai sus.

1.4. EFECTELE ZGOMOTELOR ȘI ALE TREPIDAȚIILOR

Zgomotele puternice, prelungite, produc cu timpul leziuni auditive, oboseală corporală și psihică, deoarece ele măresc starea de tensiune a întregii musculaturi și a sistemului nervos central. Se știe că la zgomote tari, stridente, musculatura feței se contractă involuntar și spasmodic.

Trepidațiile au aceeași acțiune ca și zgomotele, în sensul că obosesc sistemul nervos și măresc tensiunea musculară.

Starea de oboseală, după un zbor lung cu avionul, este aproape proporțională cu mărimea zgomotelor produse de gazele de eșapament, de elice, cu numărul trepidațiilor produse de motor sau de vîrtejurile de aer provocate de elice. La acestea se mai adaugă numeroasele accelerații în sus sau în jos, precum și oscilațiile neregulate ale avionului, în cazul unor zboruri prin strate de aer agitat. Toate acestea obosesc organismul și vatămă sănătatea, cauzînd așa-numita „boală a aerului“.

„Boala aerului“ nu este determinată de lipsa de oxigen, ci de presiunea scăzută a aerului ; ea se datorește, ca și „răul de mare“ unor iritații excesive ale organelor de echilibru al omului, generate de mișcările neregulate în sus și în jos ale aeronavei. „Boala aerului“ sau „răul de avion“ este o dereglare a sistemului de echilibru, care influențează și alți centri nervoși, cum este cel al „vărsăturilor“.

La unii indivizi se constată contractarea și relaxarea vaselor sanguine ale pielii și de aceea aceștia simt cînd răceală, cînd căldură ; se mai produc dureri de cap și apare sudoare pe frunte ; cînd sînt excitați și nervii intestinali se produc și scaune diareice.

Simptomele „bolii aerului“ sînt foarte variate și pe o gamă care se întinde de la greața ușoară la vărsături fără sfîrșit și la inhibarea judecății.

Cele mai slabe tulburări se produc în jurul axului de rotire a avionului, iar cele mai mari, la coada avionului.

Pentru evitarea „bolii“ produsă de scuturăturile avionului se vor căuta straturile de aer liniștite, fără turbulență ; se vor evita rafalele vîntului, rotirile și oscilațiile inutile ale avionului. Călătorul va sta cît mai răsturnat pe spate, va mișca capul cît mai puțin, va privi orizontal sau va ține ochii închiși, va citi sau se va gîndi la orice problemă interesantă, dar cît mai puțin la zborul cu avionul.

Iată în cîteva pagini principalele probleme ale medicinei aeronautice. Nu s-a insistat asupra calităților fizice obligatorii pentru profesiunea de aviator și nici asupra recomandărilor privind sporturile, alimentația, somnul și igiena, necesare personalului navigant pentru păstrarea celor mai bune condiții.

Numai într-o lucrare specială de medicină aeronautică se pot trata toate aspectele acestei discipline, creată de navigația aeriană modernă și care se dezvoltă în pas cu ea.

2. ELEMENTE DE ASTRONOMIE

Atît pentru personalul navigant, cît și pentru cel aeroportuar sînt utile cîteva date astronomice pe care le redăm mai jos :

2.1. NOȚIUNEA DE TIMP

În fizică, timpul se definește ca o formă de existență a materiei, reprezentînd un continuu unidimensional, ale cărui elemente sînt momentele asociate grupelor de evenimente simultane, fiecare moment fiind complet determinat în raport cu un moment-origine. Timpul este fără început și fără sfîrșit, el nu are momente-frontieră. Procesele obiective se desfășoară în timp dinspre anterior spre ulterior.

Măsurarea timpului se efectuează pe baza observațiilor astronomice și determinarea lui se face cu ajutorul așa-numitelor *coordonate orare*. Pentru înțelegerea acestora sînt necesare cîteva noțiuni preliminare :

Sfera cerească. Linia verticală, care urcă din locul de unde sîntem (locul de observație), străpunge sfera cerească într-un punct numit *zenit* ; punctul diametral opus zenitului este numit *nadir*. Sfera cerească nu este ceva real, ci o suprafață sferică închipuită, care servește la determinarea poziției (aparente) a aștrilor. Planul care trece prin centrul sferei cerești, perpendicular pe verticala zenit-nadir, se numește *plan orizontal* ; acest plan intersectează sfera cerească după un cerc numit *orizontul matematic* sau *orizontul adevărat*.

Orizontul fizic. Pe lîngă orizontul matematic sau adevărat există *orizontul aparent sau fizic* și care nu este altceva decît limita pînă la care observatorul poate vedea suprafața netedă a Pămîntului. Acest orizont are forma unui cerc. Spre deosebire de orizontul matematic, care are dimensiuni arbitrare (ca și dimensiunile sferei cerești), orizontul fizic are dimensiuni bine determinate ; astfel, știind că diametrul Pămîntului este de 12 740 km, se poate calcula că pentru un om cu înălțimea de 1,70 m, orizontul va avea o rază de 7 km. Această distanță de vizibilitate a orizontului se mărește cu atît mai mult, cu cît omul se ridică mai sus pe verticala locului.

Axa lumii. Sfera cerească execută o mişcare de rotaţie aparentă şi linia dreaptă, care trece prin centrul ei şi în jurul căreia se execută mişcarea, este numită *axa lumii;* punctele de intersecţie ale acestei axe cu sfera cerească sînt denumite: *Polul Nord* sau *boreal* şi *Polul Sud* sau *austral.*

Planul, care trece prin centrul sferei cereşti şi este perpendicular pe axa lumii, este *planul ecuatorului ceresc* şi el împarte sfera cerească în două emisfere: *una nordică* sau *boreală* şi *una sudică* sau *australă.* Cercul format de intersecţia planului ecuatorial ceresc cu sfera cerească este *ecuatorul ceresc.*

Meridian ceresc. Cercul mare al sferei cereşti, care trece prin zenit şi prin pol, este numit *meridian ceresc.* În planul meridianului sînt situate şi verticala locului (linia observator-zenit) şi axa lumii (linia centrul sferei cereşti-pol) şi de aceea, planul meridianului este perpendicular pe planul orizontului şi pe planul ecuatorului.

Cercurile orare sînt marile cercuri care trec prin cei doi poli ai sferei cereşti, iar *paralele cereşti* sînt cercuri mici ale căror planuri sînt paralele cu planul ecuatorului ceresc.

Coordonate orare. Unghiul orar este unghiul cercului orar al unei direcţii considerate format cu meridianul; el se socoteşte pe ecuator de la 0° la 360°, în sens retrograd, pornind din punctul de intersecţie a ecuatorului cu meridianul. În mod frecvent, unghiurile orare sînt exprimate în ore de la 0^h la 24^h.

Declinaţia este unghiul format de direcţia considerată şi ecuator. Ea se socoteşte pe cercul orar, pornind de la ecuator, de la 0° la 90°, în două sensuri, pozitiv spre Polul Nord şi negativ spre Polul Sud. (În locul declinaţiei se poate utiliza *distanţa polară nord,* numită simplificat şi distanţa polară, şi care este un unghi complementar algebric socotit de la 0° la 180° începînd de la Polul Nord.)

Cu unghiul orar şi cu declinaţia se află poziţia unui astru pe sfera cerească. De exemplu, dacă declinaţia = 0, iar unghiul orar = 90°, atunci astrul se găseşte în punctul cardinal vest; dacă declinaţia = 0°, iar unghiul orar 270°, atunci steaua este exact la est; dacă declinaţia = —30°, iar unghiul orar = 300°, atunci astrul trebuie căutat în partea de SE a cerului. În solstiţiul de iarnă, Soarele are declinaţia de —23°27′ cu unghiul orar la amiază de 0°, iar la miezul nopţii de 180°.

Unghiurile orare folosesc la măsurarea timpului şi de aceea ele se exprimă frecvent în cantităţi de timp, considerîndu-se un cerc de 360° = 24 de ore. Un arc corespunzător unei ore este considerat ca $\frac{1}{24}$ din cerc. Trebuie să memorăm următoarele relaţii cînd vrem să exprimăm un acelaşi unghi orar în cele două tipuri de unităţi:

24 ore	sau 24^h = 360°	360° = 24^h
1 oră	sau 1^h = 15°	1° = 4^{min}
1 minut	sau 1^{min} = 15′	1′ = 4^s
1 secunda	sau 1^s = 15″	

Menţionăm că 1 m = $\frac{1}{1440}$ de cerc iar 1′ = $\frac{1}{21\,600}$ de cerc.

2.2. DEFINIȚIILE TIMPULUI

Timpul sideral, într-un loc dat, este unghiul orar al punctului vernal (punctul de întretăiere a ecuatorului cu ecliptica sferei cerești, numit și echinocțiul de primăvară) în acel loc.

Ziua siderală este intervalul dintre două treceri consecutive ale punctului vernal al meridianului locului. Această zi, avînd lungimi variabile, nu constituie un etalon de timp. Durata mijlocie este de 23 de ore, 56 de minute și 4,09 secunde.

Timpul solar adevărat este unghiul orar al centrului Soarelui într-un loc considerat.

Ziua solară adevărată începe la amiază, în momentul trecerii Soarelui la meridian. Durata sa este intervalul de timp care separă două amieze consecutive și variază în cursul anului între $23^h\ 59^m\ 39^s$ și $24^h\ 0^m\ 30^s$.

Timpul mijlociu sau timpul astronomic este timpul calculat, care elimină fluctuațiile seculare sau periodice ale timpului solar determinate de mișcările de rotație și translație ale Pămîntului.

Ziua mijlocie se socotește de la 0^h la 24^h începînd de la amiază.

Timpul civil este definit ca și timpul mijlociu avansat cu 12 ore, întrucît el se socotește tot de la 0^h la 24^h, însă începînd de la miezul nopții.

Timpul universal (TU) este timpul civil al Observatorului astronomic de la Greenwich (Anglia). Mai înainte, acestui timp i se spunea TMG (timp mijlociu Greenwich), dar denumirea i-a fost schimbată de Uniunea astronomică internațională.

Actualmente sînt definite mai multe feluri de timp universal (TU):

TU 0 = este rezultat din timpul mijlociu local observat, ținîndu-se seama de longitudinea convențională a locului în raport cu meridianul de la Greenwich.

TU 1 = este timpul universal 0 (TU 0) care poate da influența mișcării polului.

TU 2 = sau timpul universal uniform provizoriu este timpul universal 1 (TU 1), corijat cu variațiile sezoniere ale mișcării de rotație a Pămîntului. El este utilizat începînd de la 1.I.1956 în emisiunile semnalelor orare și ale etaloanelor de frecvență.

Timpul efemeridelor este timpul universal corectat în fiecare an, pentru uniformizarea variabilității duratei de rotație a Pămîntului.

În aeronautica internațională se utilizează, ca și în meteorologie, timpul universal TU.

Timpul legal. În fiecare țară se utilizează un *timp legal* indicat de observatoarele astronomice și comunicat populației prin semnale radio și orologii publice. Acest timp legal este, în majoritatea cazurilor, cel al capitalei statului.

Pentru a afla timpul legal din diferite țări ale globului aplicăm la timpul universal corecțiile din tabelul de mai jos :

Tabelul 1

Orele legale pe glob

Denumiri uzuale :	Corecția la timpul universal
Ora Europei occidentale sau Timp universal (TU)	$0^h\,0^m$
Ora Europei centrale	$+\,1^h\,0^m$
Ora Europei orientale	$+\,2^h\,0^m$
Ora Adenului	$+\,3^h\,0^m$
Ora Indiei	$+\,5^h\,0^m$
Northern Standard Time (N.S.T.)	$+3^h\,30^m$
Atlantic Standard Time sau Intercolonial (I.S.T.)	$-\,4^h\,0^m$
Eastern Standard Time (E.S.T.)	$-\,5^h\,0^m$
Ora Atlanticului de sud	$-\,2^h\,0^m$
Ora Braziliei orientale	$-\,3^h\,0^m$
Ora Paramaribo	$-3^h\,30^m$
Ora Venezuelei	$-\,4^h\,0^m$
Ora Australiei meridionale	$+\,9^h\,30^m$
Ora Noii Zeelande	$+\,12^h\,0^m$
Ora Insulelor Fidji	$+\,12^h\,0^m$
Ora Insulelor Samoa	$+\,11^h\,0^m$

În Europa, semnale orare emit mai multe observatoare astronomice. Observatorul din Paris, începînd de la 1 ianuarie 1966, emite semnale orare pe frecvența de 13 873 kHz și lungimea de undă de 21,62 m cu indicativul FEN 87 la orele (TU) 9^h25—9^h30 și 12^h55 — 13^h0.

2.3. LUMINAREA PĂMÎNTULUI DE CĂTRE SOARE

2.3.1. **Durata zilei.** Intervalul de timp care separă răsăritul de apusul Soarelui într-un anumit loc se numește *zi*, dar care nu este totuna cu ziua considerată împreună cu noaptea și care formează o cantitate de timp egală cu 24 de ore.

Durata exactă a unei zile în orice loc al Pămîntului și orice dată a anului se calculează după tabelele din anuarul astronomic. Aviatorii, care doresc să afle rapid durata unei zile în diferite puncte de pe glob și în diferite epoci ale anului, pot folosi, în cazul cînd nu au nevoie de prea mare precizie, diagrama din figura 1. Pe marginea stîngă a diagramei este indicată durata unei zile în ore; pe marginea de jos este înscrisă declinația Soarelui (distanța unghiulară a Soarelui față de ecuatorul sferei cerești), iar liniile oblice reprezintă latitudinile.

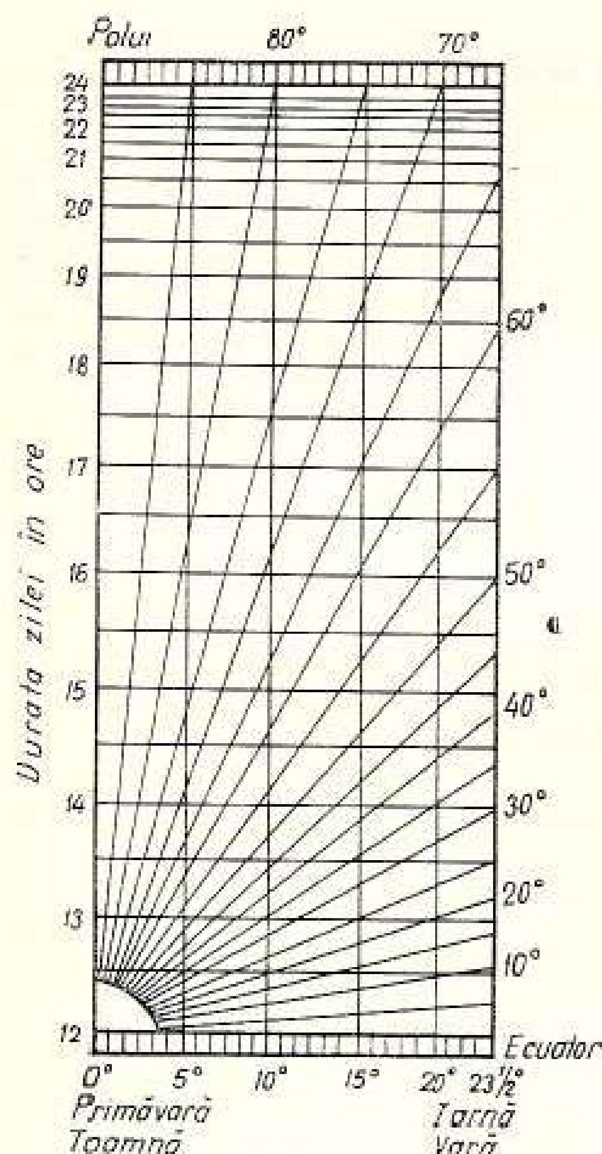


Fig. 1. — Diagrama pentru aflarea duratei unei zile.

Exemplu: care este durata zilei la 15 aprilie, la latitudinea de 60°? În tabelul 2, cu declinația Soarelui în diferite epoci ale anului, găsim că la 15 aprilie, declinația Soarelui este de +10°; din dreptul numărului 10 de pe linia orizontală de la baza diagramei plecăm vertical în sus pînă întîlnim linia oblică care are la capătul ei din dreapta înscrisă valoarea de 60° (latitudine); punctul unde se întretaie linia verticală (pe care am urcat) cu linia oblică (latitudinea) corespunde numărului de 14½ (înscris pe marginea stîngă a diagramei). Această cifră arată numărul de ore (14 ore, 30 de minute) pe care îl are ziua la latitudinea de 60°, la data de 15 aprilie.

Alt exemplu: care va fi durata zilei de 20 octombrie tot la latitudinea de 60°? Procedăm ca mai sus; la 20 octombrie, declinația Soarelui este —10°; urcăm pe verticală din dreptul cifrei 10 pînă la linia oblică de 60° și găsim, la intersecție, linia orizontală, care are pe

marginea din stînga a diagramei numărul 14 și 1/2. În acest caz, cînd declinația a fost —10° (nu +10° ca în primul exemplu), 14 ore și jumătate nu mai reprezintă durata zilei, ci durata nopții; durata zilei se află calculînd diferența: 24 00 — 14 și 1/2 = 9 și 1/2, deci 9 ore și 30 de minute.

Tabelul 2

Declinația Soarelui în diferite zile ale anului

Ziua anului	Declinația	Ziua anului	Declinația
21 ianuarie	−20°	24 iulie	+20°
8 februarie	−15°	12 august	+15°
23 februarie	−10°	28 august	+10°
8 martie	− 5°	10 septembrie	+ 5°
21 martie	0°	23 septembrie	0°
4 aprilie	+ 5°	6 octombrie	− 5°
16 aprilie	+10°	20 octombrie	−10°
1 mai	+15°	3 noiembrie	−15°
21 mai	+20°	22 noiembrie	−20°
22 iunie	+23°1/2	22 decembrie	−23° ½

2.3.2. **Alternanța luminii și a întunericului.** Alternanța periodică a luminii și întunericului nu se încadrează în succesiunea obișnuită a zilei și a nopții și de aceea Pămîntul poate fi împărțit, din acest punct de vedere, în 5 zone caracteristice:

Zona 1 este fîșia din suprafața terestră în lungul ecuatorului, care se întinde spre nord și spre sud pînă la paralela de 49°. În această zonă, fiecare interval de 24 de ore este format dintr-o *zi deplină* și o *noapte deplină*.

Zona a 2-a se întinde între paralele de 49° și 65°30′ și este numită *zona nopților albe*, întrucît la solstițiul de vară se caracterizează printr-un amurg continuu.

Zona a 3-a se întinde între paralelele de 65°30′ și 67°30′ și este numită *zona Soarelui nocturn*, întrucît în jurul datei de 22 iunie, Soarele nu apare cîteva zile în șir.

Zona a 4-a se întinde între paralele de 67°30′ și 83°30′ și este numită *zona zilelor negre*, întrucît se caracterizează printr-o zi continuă

în luna iunie și printr-o noapte care durează zile în șir în luna decembrie. În decembrie, Soarele nu răsare cîteva zile în șir; ziua este înlocuită prin zori și amurg.

Zona a 5-a se întinde între paralela de 83°30′ și polul respectiv; și este numită *zona nopții polare*. Aici, de la solstițiul de vară (22 iunie pentru emisfera nordică) și pînă la solstițiul de iarnă (22 decembrie) sînt 5 perioade deosebite: în prima perioadă este zi continuă, în a 2-a perioadă ziua alternează cu amurgul care are loc la miezul nopții; în a 3-a perioadă este un amurg continuu (nu există zi sau noapte deplină); în a 4-a perioadă, amurgul continuu se întunecă complet aproape de miezul nopții iar în a 5-a perioadă se instalează noaptea totală.

În a doua jumătate a anului (de la solstițiul din decembrie pînă la cel din iunie) se petrec aceleași fenomene, însă în ordine inversă.

În zilele de echinocțiu (21 martie și 23 septembrie) ziua este egală cu noaptea pe tot globul terestru, de la Polul Nord la Polul Sud; în aceste zile, Soarele răsare pretutindeni la ora 6 și apune la ora 18 (ora locală).

Ziua are durata maximă la solstițiu de vară sau de iarnă (21—22 iunie și 22 decembrie), după cum latitudinea este boreală (nordică) sau australă (sudică), și are durata minimă la solstițiul de iarnă sau de vară dacă latitudinea este nordică sau sudică).

În tabelul 3 sînt date duratele maxime și minime ale zilei la diferite latitudini.

Tabelul 3

Durata maximă și minimă a zilei la diferite latitudini

Latitudinea	Ziua maximă	Ziua minimă	Latitudinea	Ziua maximă	Ziua minimă
0°	$12^h\ 5^m$	$12^h\ 5^m$	50°	16^h18^m	$8^h\ 0^m$
10°	12^h40^m	11^h30^m	55°	17^h17^m	$7^h\ 5^m$
20°	13^h18^m	10^h53^m	60°	18^h45^m	5^h45^m
30°	$14^h\ 2^m$	10^h10^m	65°	21^h43^m	3^h22^m
40°	14^h58^m	9^h16^m	66°	$24^h\ 0^m$	2^h30^m
45°	14^h33^m	8^h42^m	67°7′		$0^h\ 0^m$

La latitudinile mari, Soarele nu răsare și nu apune zile în șir și de aceea aici avem așa-numita „zi polară“ sau „noapte polară“, a cărei durată este dată în tabelul 4.

2.3.3. **Răsăritul și apusul Soarelui.** Momentul cînd răsare și apune Soarele este calculat pentru fiecare latitudine de observatoarele astro-

Tabelul 4

Durata zilei și a nopții polare la diferite latitudini

Latitudine boreală	Ziua polară	Noaptea polară	Latitudine australă	Ziua polară	Noaptea polară
70	70^z	55^z	70°	65^z	59^z
75°	107^z	93^z	75°	101^z	99^z
80°	137^z	123^z	80°	130^z	130^z
85°	163^z	150^z	85°	156^z	158^z
90°	189^z	176^z	90°	182^z	183^z

nomice ale fiecărei țări. Aceste date figurează în toate calendarele și agendele de buzunar din fiecare an.

2.3.4. **Crepusculul.** În astronomie, prin *crepuscul* se înțelege lumina palā, crescîndă, care se observă înainte de răsăritul Soarelui și cea descrescîndă, care se constată după apusul Soarelui. Aceste lumini provin din iluminarea păturilor superioare ale atmosferei de către razele Soarelui situat sub orizont, însă aproape de acesta. În limbaj obișnuit, crepusculul de dimineață se mai numește „zori“ sau „auroră“, iar cel de seară „amurg“ sau „înserat“.

După poziția Soarelui sub limita orizontului se definesc 3 tipuri de crepuscul : *civil, nautic* și *astronomic*.

Crepusculul civil începe seara, la apusul Soarelui, și sfîrșește în momentul cînd centrul astrului coboară cu 6° sub orizont. În acest moment, dacă cerul este senin, încep să apară planetele și stelele de primă mărime. Dimineața, fenomenele sînt inverse. La latitudini mari (spre poli), fenomenul de crepuscul este mai complicat, întrucît aici, în unele zile, Soarele nici nu apune, iar în altele nici nu răsare.

În tabelul 5 este dată durata crepusculului civil pentru latitudinile boreale, începînd de la ecuator și pînă la latitudinea de 60°N.

Crepusculul nautic începe seara, la apusul Soarelui, și sfîrșește în momentul în care centrul acestuia a coborît cu 12° sub orizont. În acest moment, dacă cerul este senin, încep să apară în sextant stelele de mărimea a 2-a și linia orizontului este încă vizibilă. În cursul aurorei, fenomenele sînt inverse.

Durata crepusculului nautic este dublă față de cea a crepusculului civil.

Crepusculul astronomic începe seara la apusul Soarelui și ia sfîrșit în momentul cînd centrul astrului coboară la 18° sub orizont. Dacă cerul este senin apar în acest moment stelele de mărimea a 6-a și deci se instalează noaptea. În cursul dimineții, fenomenele au loc în ordine inversă.

Durata crepusculului civil

		Latitudine boreală												
		0° m	10° m	20° m	30° m	35° m	40° m	45° m	50° m	52° m	54° m	56° m	58° m	60° m
ianuarie	1	24	24	25	28	30	33	35	40	42	46	50	54	60
	15	24	24	25	28	30	31	35	40	42	45	49	52	57
februarie	1	22	23	24	26	28	31	34	38	40	42	45	47	52
	15	22	23	24	26	27	30	33	36	38	40	42	44	47
martie	1	22	23	24	26	27	29	33	36	38	40	41	42	45
	15	22	22	23	25	26	28	32	36	37	39	40	42	44
aprilie	1	22	23	23	25	27	30	33	36	38	39	41	43	45
	15	22	23	24	26	28	30	34	37	39	41	43	46	50
mai	1	23	23	24	26	29	32	36	39	42	44	47	51	57
	15	23	24	25	27	30	32	37	42	45	48	53	59	67
iunie	1	23	24	25	27	31	33	39	44	48	53	61	70	85
	15	23	24	26	29	32	35	39	46	51	57	65	78	107
iulie	1	23	23	25	28	31	34	38	45	49	55	64	76	102
	15	23	23	25	27	30	34	37	43	47	52	59	66	81
august	1	23	23	24	27	29	32	35	40	43	46	49	56	63
	15	22	23	24	26	27	30	33	37	39	42	45	48	53
septembrie	1	22	23	24	25	27	29	32	35	37	38	41	44	46
	15	22	22	23	24	26	28	31	33	35	36	39	41	44
octombrie	1	22	22	23	25	26	27	31	33	34	36	38	40	43
	15	22	22	23	25	26	27	31	34	35	37	38	40	44
noiembrie	1	22	22	24	25	26	29	32	35	36	38	40	42	47
	15	22	22	25	26	27	30	34	37	38	40	44	47	51
decembrie	1	23	23	25	27	29	32	34	39	40	43	47	51	56
	15	23	24	25	27	29	32	35	40	42	46	50	54	60

Pentru aeronavele aflate în cursă, limita orizontului, fiind cu atît mai îndepărtată cu cît se mărește eșalonul de zbor, apusul și răsăritul Soarelui, ca și începutul și sfîrșitul crepusculului de seară sau de dimineață variază în funcție de nivelul de zbor. De aceea, un avion în zbor la 5 000 m înălțime strălucește încă în bătaia razelor solare, deși pentru aeroport, Soarele a apus de mai multe minute. Vîrful norilor de vară este de asemenea luminat multe minute după apusul Soarelui. Dimineața, pentru un avion care a decolat pe întuneric, răsăritul Soarelui este mai timpuriu decît pentru cei de pe aerodrom.

2.4. TOPOGRAFIA SUMARĂ A CERULUI

În cele ce urmează dăm cîteva indicații pentru a recunoaște pe cer amplasarea principalelor constelații, prin intermediul stelelor celor mai strălucitoare care le caracterizează și care se văd cu ochiul liber.

Cerul emisferei nordice are 3 repere principale: Ursa mare, constelația Orion și Calea Lactee.

Ursa mare. Toată lumea cunoaște această constelație, formată din 7 stele principale (4 alcătuiesc un trapez, sau „carul“, iar 3 un fel de coadă sau „oștia“ carului), care primăvara se găsește deasupra capului, la zenit, iar toamna, la marginea sudică a orizontului.

Această constelație nu apune niciodată.

Steaua polară. Dacă se prelungește cam de 5 ori distanța ce separă stelele *a* și *b* (din Carul mare) în direcția *a*, găsim Steaua polară (de mărimea a 2-a), foarte importantă prin faptul că rămîne permanent pe loc, deasupra Polului Nord, și toate celelalte stele se rotesc în jurul ei în decurs de 24 de ore.

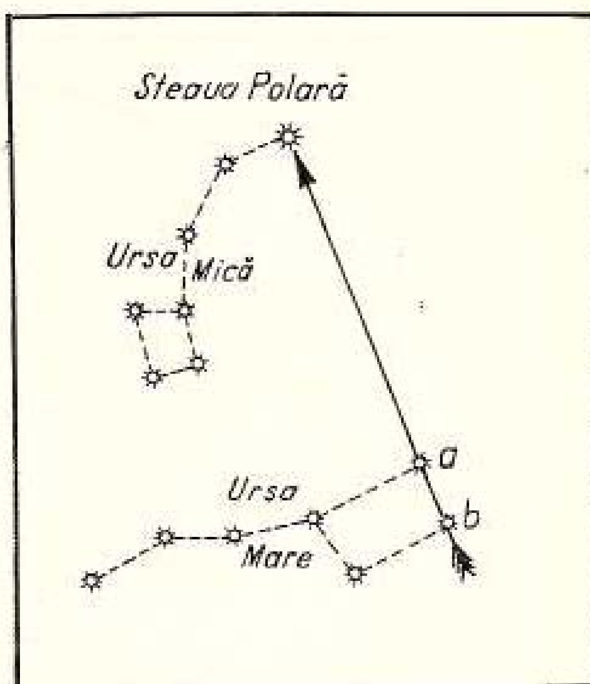


Fig. 2. — Ursa mare, Ursa mică și Steaua polară.

Ursa mică. Steaua polară este principala stea din Ursa mică (Carul mic), constelație asemănătoare cu Ursa mare, însă dispusă în sens contrar și ale căror stele au strălucire mult mai slabă.

Arcturus. Dacă se prelungește coada Ursei mari cu o lungime ceva mai mare decît toată lungimea acestei constelații, întîlnim steaua, de primă mărime, Arcturus, din constelația Boarului, care la 24 aprilie trece la meridianul Bucureștiului, iar în cursul lunii august se apropie de apusul său.

Spicul, din constelația Fecioarei, se găsește între marginea orizontului și Arcturus.

Antares, din constelația Scorpionului, se află pe aceeași linie cu Spicul, însă în dreapta acesteia cînd privim spre sud.

Regulus, din constelația Leului, se află pe aceeași linie cu steaua Spicul și Antares, dar în stînga cînd privim spre sud.

Coroana boreală sau „Fata cu cobilița“ este o constelație formată din 6—7 stele situate între Arcturus și Ursa mică.

Vega, din constelația Lirei, este cea mai strălucitoare stea de pe bolta cerească a emisferei nordice. În luna august, Vega este aproape de zenit.

Orion este o constelație frumoasă, care apare la marginea orizontului.

Calea Lactee este o trenă largă alburie, foarte bine vizibilă în nopțile fără lună; ea străbate toată bolta cerească în forma unei benzi late de 30°, cu concavitatea spre sud.

Celelalte constelații sînt arătate în figura 3.

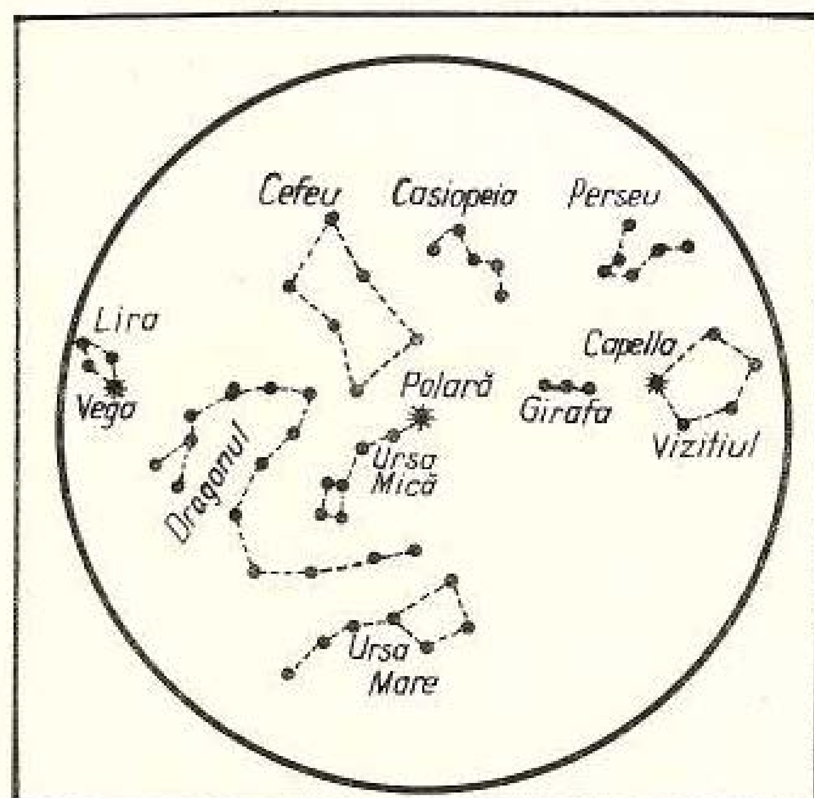


Fig. 3. — Constelațiile din jurul Stelei polare.

2.5. PLANETELE

Dintre cele 8 planete, exceptînd Pămîntul (Mercur, Venus, Marte, Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun și Pluton), nu putem observa cu ochiul liber decît 4: Jupiter, Venus, Saturn și Marte. Jupiter apare ca o stea luminoasă care se deplasează printre alte stele. Venus este cunoscut ca „luceafăr de seară și de dimineață"; se vede uneori și ziua; este cea mai strălucitoare planetă. Marte se vede cu ușurință în epocile cînd se apropie de Pămînt. Saturn apare ca un disc roșiatic. Planetele nu au lumina scînteietoare a stelelor, nu își mențin aceeași poziție în raport cu stelele, ci „rătăcesc" prin constelații.

2.6. FAZELE LUNII

În decurs de 29,5306 zile, Luna trece prin 4 faze cunoscute sub denumirile de:

— *Lună nouă*, cînd apare la apus ca o seceră.

— *Primul pătrar,* cînd are forma unei felii de pepene, cu convexitatea spre dreapta și coarnele spre stînga.

— *Lună plină,* cînd are forma unui disc galben-auriu.

— *Ultimul pătrar,* cînd are forma unei felii de pepene cu convexitatea spre stînga și coarnele spre dreapta.

Cînd are forma de D este în creștere, iar cînd are forma de C este în descreștere, ceea ce i-a determinat pe antici să afirme că „Luna este mincinoasă“ *(Luna mendax est).*

Cînd este la primul pătrar, ea luminează numai în prima parte a nopții, cînd este în fază de Lună plină luminează cerul aproape toată noaptea, iar cînd este la ultimul pătrar luminează numai în a doua parte a nopții.

Intervalul de 29,5306 zile, în care Luna revine la aceeași fază se numește *revoluție sinodică.*

Fazele Lunii sînt date anual în almanahuri, agende și anuare astronomice.

2.7. REFRACȚIA ASTRONOMICA

Devierea în plan vertical, pe care atmosfera o exercită asupra direcției razei luminoase, este denumită *refracție atmosferică.* Din cauza acestui fenomen, aștrii (Soarele, Luna, planetele, stelele) par situați mai sus deasupra orizontului decît sînt în realitate. Cu cît astrul se află mai aproape de orizont, cu atît este deviat de refracția atmosferei mai sus. Cînd vedem Soarele sau Luna la marginea orizontului, acestea sînt în realitate sub linia orizontului. Pentru aștrii ce se găsesc deasupra capului, refracția este mult mai mică.

Tabelul 6

Refracția normală

Înălțimea aparentă	Refracția normală	Înălțimea aparentă	Refracția normală
0°	36′36″	50°	0′50″
10°	5′30″	60°	35″
20°	2′44″	70°	22″
30°	1′44″	80°	11″
40°	1′12″	85°	5″
45°	1′ 0″	89°	1″

În tabelul 6 este dată, în funcție de înălțimea aparentă a astrului (H), refracția normală *R,* care este calculată pentru latitudinea de 45°,

altitudinea 0 m, temperatura 0°C, presiunea atmosferică 760 mm și tensiunea vaporilor de apă 6 mm.

2.8. GREUTATEA LA MARI ÎNĂLȚIMI

Se știe că pe măsură ce ne îndepărtăm de Pămînt, forța gravitației scade; cum greutatea nu este decît manifestarea gravitației universale, este de așteptat ca ea să descrească cu altitudinea pînă la imponderabilitate.

Calculele făcute în acest sens au arătat că un kg masă urcat de la sol cîntărește, la înălțimea de 11 000 m, 996,5 g, deci 3,5 g s-ar pierde. La 22 000 m, fiecare kg scade cu 7 g.

Încărcătura de 2 000 kg a unui avion cîntărește la 11 km înălțime numai 1 993 kg, deci a devenit mai ușoară cu 7 kg; la 33 km înălțime, pierderea în greutate a acestei încărcături este de 21 kg.

În acest mod se poate calcula cu ușurință pierderile de greutate la mari înălțimi.

2.9. LINIA SCHIMBĂRII DE DATĂ

În noaptea de revelion, cînd ceasul bate de 12 ori, indicînd ora 24, spunem că a luat sfîrșit un an și a început un altul; în acel moment am trecut din luna decembrie în luna ianuarie. Tot în acel moment, regiunile situate la răsărit de România sînt deja în ziua de 1 ianuarie, pe cînd cele situate spre vest se găsesc încă în ziua de 31 decembrie.

Din cauza suprafeții rotunde a Pămîntului, răsăritul și apusul se întîlnesc în mod fatal în lungul unei linii, care delimitează data de 1 ianuarie de cea de 31 decembrie.

Această linie, a cărei poziție a fost stabilită printr-o convenție internațională, este numită „linia de schimbare a datei"; ea trece prin strîmtoarea Behring, prelungindu-se în lungul apelor Oceanului Pacific pe lîngă meridianul de 180°, ocolind insulele, capurile, uscatul și traversînd numai apa.

Cînd navele traversează această linie, numită și *linie de demarcație*, trebuie schimbată data din calendar, după următoarele reguli:

1. La miezul nopții care urmează după trecerea acestei linii, navele care se îndreaptă spre est repetă data: de exemplu, dacă au trecut în ziua de 15, după miezul nopții, se notează tot ziua de 15.

2. La miezul nopții care urmează după trecerea liniei de demarcație, navele care se îndreaptă spre vest vor schimba data cu 2 unități: de exemplu, după data de 10 se pune data de 12.

3. NOȚIUNI DE METEOROLOGIE GENERALĂ

3.1. ATMOSFERA. CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE ATMOSFEREI TERESTRE

3.1.1. **Definiție — compoziție.** Prin atmosferă se înțelege învelișul gazos, cunoscut sub denumirea de aer, care înconjură globul pămîntesc.

Aerul în sine este un amestec de diferite gaze, conținînd în plus: vapori de apă, particule microscopice de origine minerală sau vegetală, ioni (corpusculi încărcați cu sarcini electrice pozitive sau negative), microorganisme (bacterii, microbi), micrometeoriți și fum.

Dintre gazele conținute de aerul uscat s-a constatat că procentajul cel mai mare, în volum, îl deține azotul — 78,09%, urmată de oxigen — 20,95%, argon — 0,93% și bioxidul de carbon, cu procentul volumetric de 0,03%. Restul de cîteva sutimi de procente îl completează celelalte gaze componente ale aerului, cum ar fi: hidrogen, heliu, radon, neon, cripton, xenon, metan, ozon (fig. 4).

În cazul aerului umed și impur, conținutul în vapori de apă, pulberi, fum, săruri și microorganisme poate atinge 4%.

Deși gazele componente ale aerului au greutăți specifice diferite, din cauza mișcărilor la care sînt supuse, ele nu se pot stratifica în raport cu densitatea lor, așa că pînă la altitudini de 70 km, compoziția aerului este aproape omogenă, păstrînd aceeași proporție sub aspect chimic.

La altitudini mai mari se găsesc gazele mai ușoare și pe la 800 km se întîlnesc în procentaje mari hidrogenul și heliul.

Sub acțiunea radiațiilor solare, care pătrund în atmosferă, multe dintre gazele care compun aerul suferă transformări chimice și, uneori, la mari înălțimi, ele nu se mai află în stare moleculară, ci în stare atomică.

În pătura inferioară a atmosferei, în unele situații, se produc reacții chimice, dînd naștere la corpi compuși.

Așa, de exemplu, rezultă amoniacul sau unii oxizi de azot.

Din măsurătorile făcute s-a constatat că uneori compoziția chimică a aerului, ca și procentajul constituenților suferă variații în timp și spațiu.

În ceea ce privește conținutul în bioxid de carbon (CO_2) s-a con- constatat că acesta a crescut în ultimii ani, din cauza dezvoltării industriilor, în special în stratul sol-20 km.

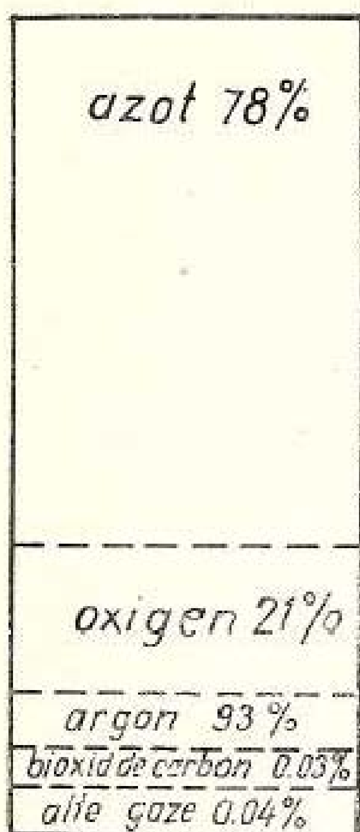


Fig. 4. — Compoziția aerului.

Ca și azotul, bioxidul de carbon joacă un rol important în viața plantelor, după cum oxigenul prezintă interes deosebit mai ales pentru viața animalelor.

Referindu-ne la ozon trebuie reținut că el prezintă o concentrație mai mare între 20 și 30 km altitudine, constituind un strat protector pentru viața de pe Pămînt, apărînd-o împotriva radiațiilor ultraviolete emise de Soare, pe care le absoarbe și le reține într-o mare măsură.

3.1.2. **Proprietățile aerului.** Aerul este transparent în condițiile normale, dar uneori transparența sa este extrem de redusă, din cauza pulberilor sau apei în stare lichidă sau solidă.

El are o densitate, care este o mărime variabilă. Ea este în funcție de presiune, de temperaturi și de conținutul în vapori de apă. Variațiile densității aerului au o mare influență asupra zborului.

Viteza proprie a avionului depinde nu numai de reglarea motoarelor, ci și de densitatea aerului.

Viteza ascensională scade cu altitudinea și cu creșterea temperaturii.

Deseori, în țările calde se întîmplă ca același avion, cu aceeași încărcătură, poate decola foarte bine în timpul dimineții, pe cînd la amiază nu poate decola decît dacă își reduce în mod substanțial încărcătura.

Pentru avioanele cu reacție sînt foarte importante corecțiile vitezei ascensionale și ale lungimilor de decolare, căci lungimea de decolare crește cu altitudinea și cu ridicarea temperaturii.

În timpul zborului, avioanele cu reacție țin seama de așa-numitul număr al lui Mach, care este raportul dintre viteza proprie a avionului (V) și viteza sunetului.

Viteza sunetului însă crește proporțional cu rădăcina pătrată a temperaturii absolute (T) ($T = 273° + t°C$).

$$\text{Mach} = \frac{V}{20{,}05\sqrt{T}}$$

Dacă temperatura crește, viteza sunetului va fi mai mare, numărul lui Mach va crește și implicit timpul de zbor va fi mai mic, deși consumul de carburanți rămîne același.

Densitatea aerului scade cu altitudinea, datorită rarefierii aerului.

In mod curent, densitatea aerului variază în funcție de masa de aer și în special de conținutul ei în vapori de apă și în impurități, fără a neglija elementul temperatură și presiune.

Deci se poate spune că densitatea aerului prezintă variații diurne, variații sezoniere și variații accidentale.

Din datele statistice rezultă că densitatea aerului prezintă o valoare constantă în jur de 8 500 m altitudine. Sub această altitudine, densitatea este mai mare iarna decît vara, în timp ce deasupra lui 8 500 m situația este inversă, adică densitatea este mai mare vara decît iarna.

Din cauză că straturile de aer pot avea densități diferite, razele de lumină suferă fenomenul de refracție (fringerea razei), din care cauză se pot produce aprecieri vizuale eronate asupra unor obiecte terestre sau aeriene.

Dintre proprietățile aerului se mai pot menționa: fluiditatea (scurgerea); difuziunea (împrăștierea); compresibilitatea (comprimarea); greutatea, care implică atracția gravitațională, precum și o serie de mărimi fizice cu specific meteorologic, ca presiune, temperatură, umezeală etc.

3.1.3. Mijloacele de cercetare a atmosferei. Omul, din cele mai vechi timpuri, a fost preocupat de a cunoaște și a pătrunde tainele naturii. Atmosfera fiind un vast ocean aerian și un laborator în care, în mod permanent, se produc o serie de procese fizice și chimice, însoțite de multe ori de fenomene vizibile și uneori extrem de spectaculoase, a stîrnit curiozitatea omului și dorința de a o cerceta.

Pentru aceasta erau însă necesare mijloace materiale corespunzătoare și, cum era și normal, omul a început să construiască aparate de măsurat și de determinat unele din proprietățile atmosferei din vecinătatea solului, ca: greutatea, presiunea, temperatura, umezeala, iuțeala de mișcare, compoziția chimică etc.

Nesatisfăcut de aceste date și căutînd să stabilească corelații, cauzalități și legi ale activității atmosferice, el își extinde cercetările și în înălțime.

Astăzi, pentru sondarea atmosferei în înălțime se folosesc zmeul, balonul și avionul prevăzute cu aparatură specială, care măsoară și înregistrează unele mărimi fizice ale atmosferei.

Cu ajutorul balonului s-a atins un record de înălțime de 15 780 m de către profesorul Piccard în 1931 și apoi chiar de 20 000 m. În anul 1934, savanții sovietici depășesc acest record atingînd cu balonul 22 000 m, iar în 1957, un maior american atinge aproape 30 000 m.

Baloanele-sondă, prevăzute cu meteorografe (aparate meteorologice înregistratoare) (fig. 5), precum și baloanele cu radiosondă (aparatură meteorologică conexată cu o stație de radioemisie automată), folosite curent în determinările meteorologice de cîteva ori pe zi, ating înălțimi de 30—40 km; cu ajutorul lor se stabilește temperatura, presiunea și

umezeala aerului. Dacă radiosondele sînt prevăzute cu oscilatori speciali, prin metoda radiolocației se poate determina direcția și iuțeala vîntului pînă la mari înălțimi, elemente a căror cunoaștere este foarte importantă pentru navigația aeriană.

Progresele tehnicii din secolul al XX-lea au pus la îndemîna oamenilor de știință noi mijloace pentru explorarea atmosferei înalte, ca rachetele și sateliții artificiali ai Pămîntului ; cu ajutorul acestora se pot dobîndi o serie de date prețioase pentru practica operativă de prevedere a timpului și pentru o mai bună cunoaștere a atmosferei înalte, căci înălțimile atinse de aceste aparate sînt de cîteva sute de kilometri.

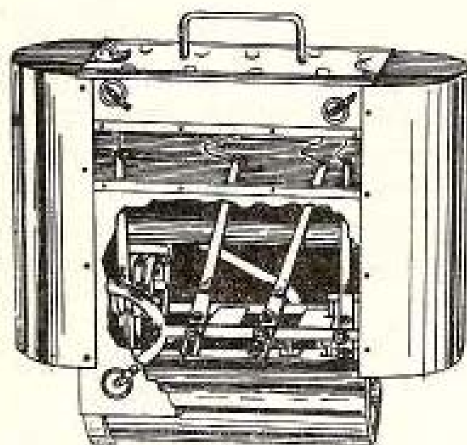


Fig. 5. — Meteorograf pentru avion.

U.R.S.S. și S.U.A. au construit și lansat rachete speciale, cu oameni la bord, pentru cercetarea directă și vizuală a atmosferei, precum și pentru studierea modului de comportare a omului și vieții în general la mari înălțimi.

De asemenea au fost lansate rachete pentru explorarea spațiilor interplanetare și a planetelor Marte și Venus.

Cu ajutorul unor radiolocatoare speciale cu care sînt înzestrate unitățile meteorologice și unele avioane, se pot face sondări speciale în atmosferă, pentru detectarea focarelor orajoase, a averselor și norilor *Cumulonimbus* pe o rază de cîteva sute de kilometri, fapt de mare importanță pentru navigația aeriană.

Folosirea undelor electromagnetice și a celor acustice constituie un mijloc prețios și foarte important pentru cercetarea atmosferei înalte și cu ajutorul lor s-au făcut și se fac multe determinări importante.

Planoarele și avioanele de construcție specială, ca și avioanele de transport sau militare au adus informații valoroase asupra unor aspecte particulare ale atmosferei din pătura inferioară, ca turbulență atmosferică, undele de munte, norii de convecție și orajoși, givrajul avioanelor, curentul jet etc.

Ca mijloace indirecte de cercetare a atmosferei se pot menționa :

— Micrometeoriții (bucăți de materie cosmică care se aprind în cădere din cauza frecării și se sting în general la înălțimile de 50—120 km) ; din observarea lor s-au tras concluzii asupra compoziției chimice a atmosferei la acele înălțimi, precum și asupra densității și temperaturii aerului.

— Aurorele polare — cel mai spectaculos fenomen atmosferic cu forme variate și colorații galbene, verzi sau roșcate — destul de frecvente în perioadele de mare activitate solară și care sînt provocate de ciocnirea particulelor electrizate, venite din Soare, cu moleculele și atomii din atmosfera înaltă, ating înălțimi între 60 și 1 000 km. Prin analizele spectrale în timpul aurorelor polare s-a determinat în atmo-

sfera înaltă existența atomilor de azot, oxigen, sodiu și chiar a vaporilor de apă.

— Norii sidefii și norii luminoși nocturni argintii, (situați la circa 80 km înălțime) arată, prin mișcările lor, existența unor curenți foarte puternici, cu caracter periodic.

3.1.4. **Dimensiunile atmosferei.** Din punct de vedere teoretic, înălțimea atmosferei trebuie să se extindă pînă la acea distanță, la care forța de gravitație și forța centrifugă determinate de rotația Pămîntului, care acționează asupra moleculelor de gaze din aer, se echilibrează. Calculele matematice efectuate în acest sens arată că înălțimea maximă posibilă a atmosferei este de 2 500 km.

Trecerea de la atmosferă la spațiul interplanetar se face treptat, fără să existe o zonă de separație caracteristică, marcantă, ca în cazul mărilor și oceanelor cu uscatul.

Ținînd seamă de faptul că unele fenomene se produc în atmosferă la înălțimi de cîteva sute de km și numai rareori la 1 000 km, în mod obișnuit se consideră că înălțimea atmosferei, practic vorbind, se extinde pînă la 800 km. De la aceste altitudini, moleculele de aer sînt atît de rare, încît nu mai constituie propriu-zis un mediu aerian, iar componența lui ar fi alcătuită din 50% heliu și 50% hidrogen.

După unele aprecieri referitoare la regiunile în care se manifestă forțele magnetice ale Pămîntului, atmosfera s-ar extinde pînă la 40 000—60 000 km.

Dacă ne referim la compoziția atmosferei, proporții aproape similare se găsesc numai pînă la aproximativ 200 km altitudine, căci de aici încolo există în special gazele cele mai ușoare.

De altfel, calculele arată că jumătate din masa atmosferei se află între sol și altitudinea de 5 km, iar fenomenele meteorologice se produc pînă la altitudini de 8—18 km.

Dimensiunile verticale ale oceanului aerian sînt cu mult mai mici față de cele orizontale.

3.1.5. **Structura și subdiviziunile atmosferei.** Din cercetările efectuate pînă în prezent și din teoriile emise s-a ajuns la concluzia că proprietățile fizice ale atmosferei nu sînt aceleași. Ele variază în timp și în spațiu chiar pentru același punct. Aceasta denotă că atmosfera nu este omogenă. Chiar și compoziția chimică variază sub raportul cantitativ, mai ales pentru unii din constituenții aerului, cum ar fi : bioxidul de carbon, ozonul, radonul, vaporii de apă și unele impurități lichide sau solide.

Din această cauză se consideră că atmosfera este alcătuită din mai multe straturi care se diferențiază prin proprietățile lor fizice.

Luîndu-se în considerație distribuirea temperaturii în înălțime, atmosfera a fost divizată în următoarele pături (sfere) : troposfera, stratosfera, mezosfera și termosfera (fig. 6).

Primele două straturi mai poartă denumirea de atmosferă joasă, celelalte două de atmosferă înaltă.

Troposfera este pătura de jos a atmosferei, în care temperatura, în general, scade în mod continuu. Scăderi asemănătoare suferă și presiunea și densitatea aerului.

În această pătură se nasc fenomenele meteorologice obișnuite, ca norii, precipitațiile, manifestațiile electrice și unele fenomene optice.

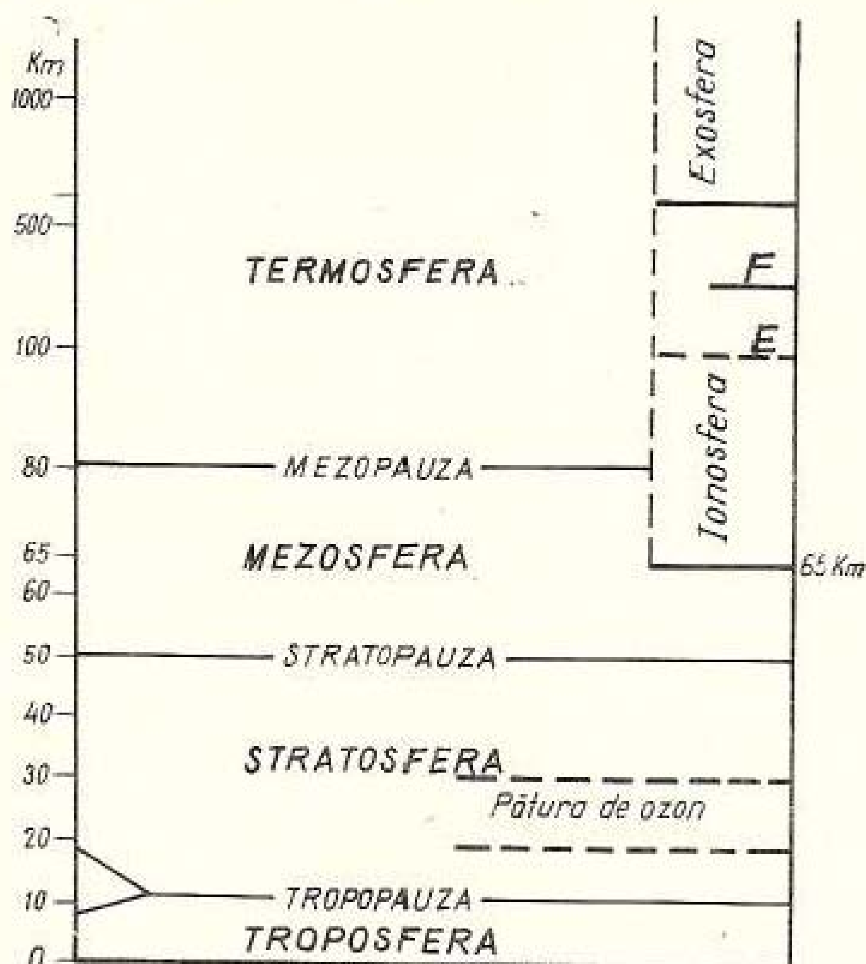


Fig. 6. — Diviziunile atmosferei.

Aerul prezintă în acest strat mișcări verticale și orizontale, din cauza încălzirii inegale de către suprafața terestră, generînd o serie de procese fizice. Aerul troposferic se încălzește propriu-zis prin intermediul Pămîntului, deși factorul primar, generator, este Soarele.

La partea superioară, troposfera se termină cu o zonă de tranziție marcantă, prin faptul că temperatura prezintă în mersul ei o discontinuitate, constatîndu-se în general un salt, o creștere bruscă.

Această zonă, numită tropopauză, separă troposfera de stratosferă. Grosimea ei variază de la cîteva sute de metri pînă la 2—3 km.

Înălțimea ei medie față de sol este situată între 5 și 8 km în zonele polare, între 9 și 12 km în zonele temperate și între 16 și 18 km în zona

ecuatorială. Înălțimea tropopauzei variază. În cazul invaziilor de aer rece, ea coboară, iar în cazul celor ale aerului cald ea urcă. De altfel, datele statistice arată că iarna, tropopauza este mai joasă, în timp ce vara ea este înaltă. Chiar în regiunile noastre, tropopauza coboară uneori la 5 000 m, ca și în regiunile polare. Ea variază chiar în cursul unei zile.

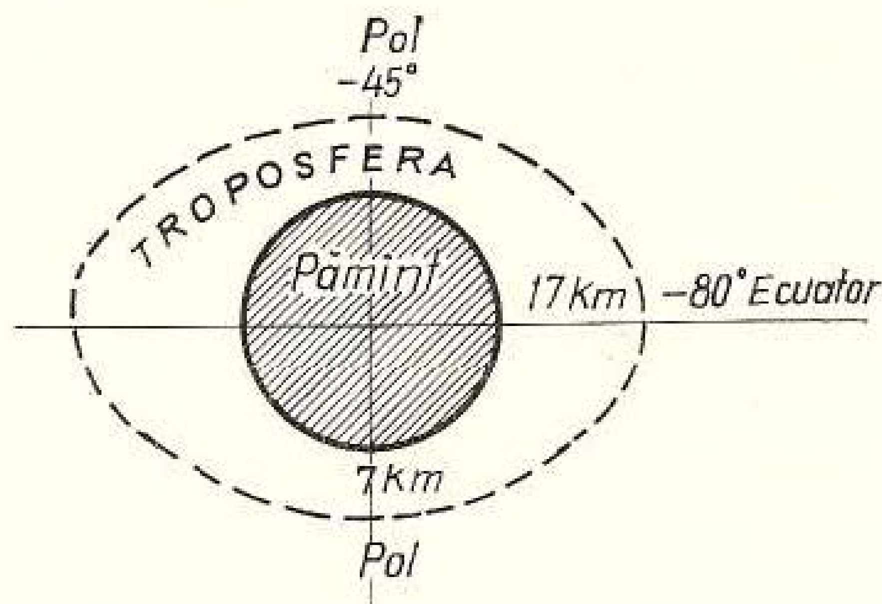


Fig. 7. — Forma elipsoidală a troposferei.

Privită în ansamblu, tropopauza poate fi considerată ondulată și uneori chiar prezentînd discontinuități din cauza curenților-jet (rapizi).

Dacă ne raportăm la valorile medii ale înălțimii tropopauzei, care, după cum s-a spus, este limita superioară a troposferei și deci baza inferioară a stratosferei, forma troposferei este un elipsoid (fig. 7).

Temperaturile medii ale tropopauzei sînt între —45°C în zonele polare și —80°C la ecuator. Din punctul de vedere al aviației se consideră, convențional, că tropopauza are altitudine de 11 000 m și temperatura standard de —56,5°C.

Interesant pentru aviație este faptul că, în vecinătatea tropopauzei, se întîlnesc vînturi tari, care provoacă o turbulență puternică.

Între formele barice și variația tropopauzei s-a stabilit că în cazul depresiunilor (a presiunii coborîte), înălțimea tropopauzei este mică, în timp ce în cazul anticiclonilor (a presiunii mari), tropopauza este înaltă.

Tropopauza se obișnuiește a se numi „polară", cînd ea este coborîtă ; cînd este înaltă, ea poartă numele de tropopauză „tropicală".

Stratosfera este pătura care se extinde deasupra troposferei pînă la aproximativ 35—50 km altitudine.

Aici, temperatura prezintă un mers staționar la început, apoi începe să crească simțitor și rapid. Cauza ar fi existența unui strat de ozon cu o concentrație mare între 20 și 30 km, care strat absoarbe radiațiile solare ultraviolete.

Aerul fiind rarefiat opune o rezistență mică avionului, care astfel consumă mai puțini carburanți.

Vaporii de apă sînt prezenți în cantitate foarte redusă. Vizibilitatea este foarte bună, iar vînturile, exceptînd stratul din apropierea tropopauzei, nu mai prezintă turbulență, deși sînt destul de puternice. Pînă

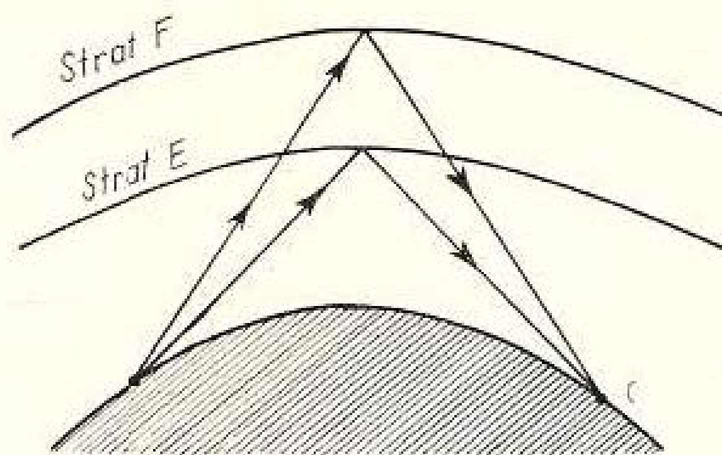


Fig. 8. — Reflectarea undelor radioelectrice de către straturile E și F din ionosferă.

la 25 km predomină vînturile de la vest, iar deasupra acestei altitudini, ele bat de la est.

Zona stratosferei este mai groasă deasupra polilor și mai subțire la ecuator.

Mișcările verticale sînt extrem de reduse. În cazuri rare se formează nori de gheață și nori sidefii.

Mezosfera este o regiune situată deasupra stratosferei, în care temperatura descrește cu altitudinea, atingînd un minimum de —70°C între 80 și 85 km.

Zona de tranziție între stratosferă și mezosferă, situată la aproximativ 50 km și care se caracterizează prin maximum de temperatură, se numește „stratopauză".

Termosfera este regiunea deasupra mezosferei, în care temperatura crește în mod continuu, atingînd valori foarte ridicate, chiar peste 1 000°C.

Stratul limită dintre mezosferă și termosferă poartă numele de mezopauză.

Ionosfera. Pătura atmosferică, pornind de la 65 km în sus, este cunoscută sub denumirea de ionosferă, deoarece în această regiune aerul este puternic ionizat (electrizat) ; cauza ionizării aerului este aceea că atomii gazelor rarefiate, ca urmare a bombardării de către razele cosmice, corpusculare și cele ultraviolete, pierd electroni. O acțiune importantă a stratelor cu ionizare mai puternică este că ele reflectă undele radio către Pămînt (fig. 8).

Exosfera este pătura cea mai înaltă a atmosferei, în care aerul nu se mai găsește sub formă moleculară, ci numai în stare atomică, ca urmare a bombardamentelor razelor cosmice. Temperatura atinge aici în jur de 2 500 °C. Noaptea, însă, temperatura coboară aproape de zero absolut (—273°C).

3.2. PRESIUNEA ATMOSFERICĂ

Aerul are greutatea sa proprie, din care cauză manifestă asupra corpurilor o apăsare, o presiune, o forță.

Prin presiune atmosferică se înțelege apăsarea exercitată de o coloană de aer, avînd suprafața bazei de 1 cm², iar ca înălțime, grosimea păturii de aer de pe această suprafață.

3.2.1. **Mijloace de măsurare.** Dovada existenței presiunii atmosferice a fost făcută de învățatul italian Torriceli, prin anul 1643. El a folosit un tub de sticlă pe care l-a umplut cu mercur (Hg) ; răsturnînd apoi tubul într-un vas care conținea de asemenea mercur, Torriceli a constatat că mercurul din tub coboară pînă la un nivel oarecare.

Concluzia trasă este că greutatea coloanei de mercur din tubul răsturnat în vasul cu același lichid face echilibrul presiunii aerului care se exercită pe suprafața liberă a mercurului din vas (fig. 9).

Variațiile înălțimii acestei coloane corespunde variațiilor presiunii atmosferice.

Acest tub al lui Torriceli, perfecționat ulterior, devine instrumentul de măsurat presiunea atmosferică și capătă numele de barometru cu mercur (fig. 10).

Folosind proprietățile elastice ale unor cutiuțe metalice se construiește apoi barometrul metalic sau aneroid (fig. 11), care este mai ușor transportabil decît cel cu mercur. Dezavantajul aneroidului este că se poate deregla ușor, fapt care impune să fie controlat și comparat cu un barometru cu mercur.

Pe principiul barometrului metalic sînt construite barometrele înregistratoare (barografele) (fig. 12). Cu ajutorul lor se poate urmări variația continuă a presiunii atmosferice și afla ulterior care a fost presiunea la un moment dat.

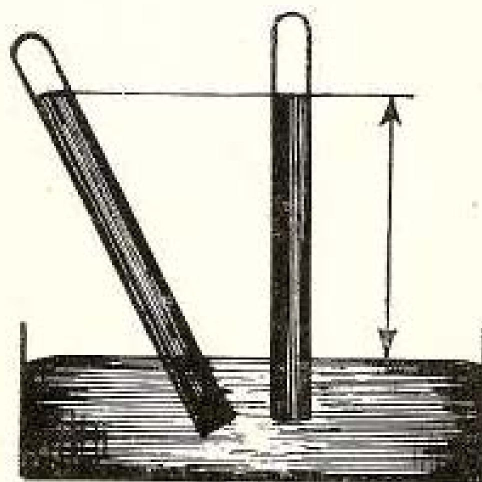


Fig. 9. — Principiul barometrului. Experiența lui Torriceli.

3.2.2. **Unități de măsură pentru presiunea atmosferică.** Unitățile folosite pentru a exprima valoarea presiunii atmosferice sînt următoarele:

a) Milimetru de mercur (mm Hg), Hg fiind simbolul chimic al mercurului. Folosirea acestei unități de măsură a fost generată de ideea

că înălțimea coloanei de mercur corespunde presiunii atmosferice, prin echilibrul care se creează, precum și de faptul că folosind scară metrică, aflarea presiunii este foarte simplă și rapidă.

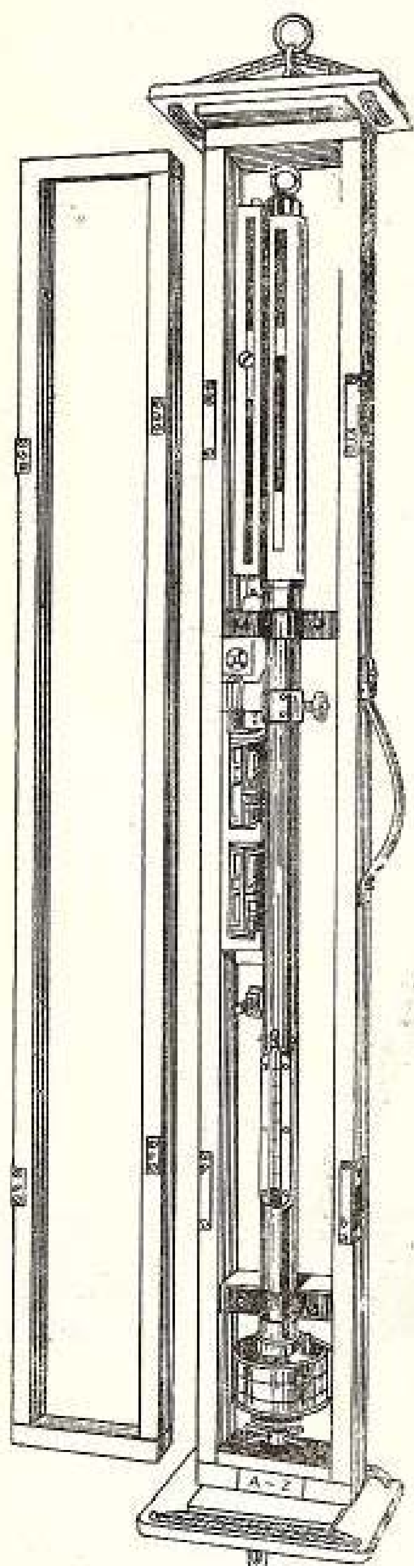


Fig. 10. — Barometru cu mercur.

Mercurul se utilizează ca lichid pentru umplerea barometrelor, deoarece el are densitatea 13,6. Dacă s-ar fi ales un alt lichid, cu o densitate de 10 ori mai mică decît a mercurului, atunci coloana de lichid din barometru ar fi fost de 10 ori mai lungă și deci instrumentul foarte incomod de mînuit.

b) Dacă presupunem că presiunea aerului este de 760 mm, densitatea mercurului fiind de 13,6, pe suprafața de 1 cm^2 va apăsa o greutate de 1 033,6 g sau aproximativ 1 kg. Această unitate de presiune, folosită în industrie și în calculele tehnice, poartă numele de „atmosferă".

c) În țările anglo-saxone se folosește ca unitate de măsură pentru presiunea atmosferică „inche" (inci). Înălțimii de 760 mm îi corespund 29,92 inches.

d) Presiunea atmosferică este o forță și în fizică forța se măsoară în dine. O dină este egală cu 1 g/cm^2. Ținînd seama de faptul că este incorect a se măsura forța cu o mărime liniară (de lungime), ea s-a înlocuit cu o unitate corespunzătoare care este milibarul (mb), egal cu 1 000 dine.

Între mm Hg și mb există următoarea corespondență.

1 mm Hg = 1,33 mb = 4/3 mb
1 mb = 0,75 mm = 3/4 mm Hg.

Pe baza acestor relații se poate face ușor transformarea mm Hg în mb și invers. Pentru aceasta se înmulțește numărul de mm cu 4 și produsul se împarte la 3.

Dacă vrem să transformăm mb în mm se înmulțește mb cu 3 și produsul se împarte la 4.

3.2.3. **Reducerea presiunii atmosferice la zero grade.** Barometrele cu mercur sînt instalate în încăperi, spre deosebire de alte aparate meteorologice care sînt instalate fie direct sub cerul liber, fie în adăposturi speciale.

Din cauză că temperatura camerei variază, temperatura mercurului din barometru va varia și ea. Implicit vor suferi variații densitatea și înălțimea coloanei de mercur. Din

aceste motive și pentru ca măsurătorile de presiune să fie comparabile la orice citire a barometrului, temperatura mercurului trebuie să fie redusă la o temperatură standard, de 0°C. Operația se poate face prin calcul sau cu ajutorul unor tabele.

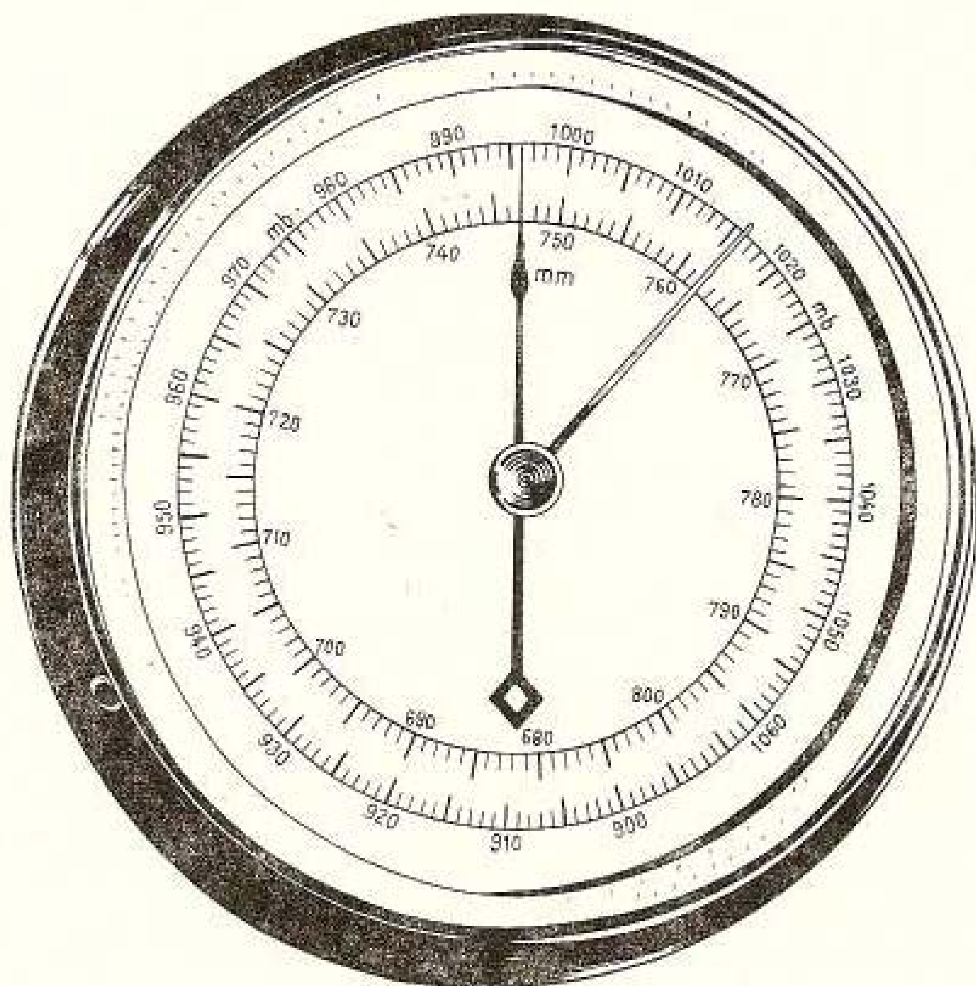


Fig. 11. — Barometru metalic (aneroid).

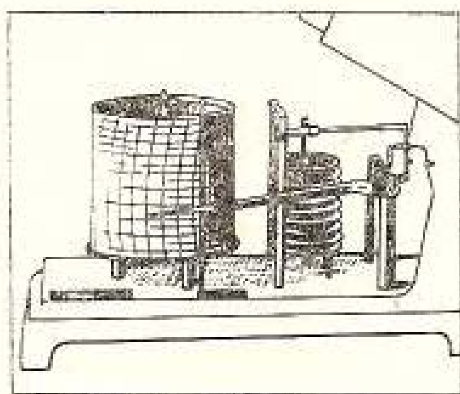


Fig. 12. — Barograf (barometru înregistrator).

3.2.4. **Variațiile presiunii atmosferice.** Pentru aceeași localitate, presiunea prezintă variații în cursul unei zile, cunoscute sub numele de variații diurne. În zonele temperate, valoarea medie a acestora este de cel mult 1 mb, în timp ce în zonele tropicale, ea poate atinge cîțiva mb.

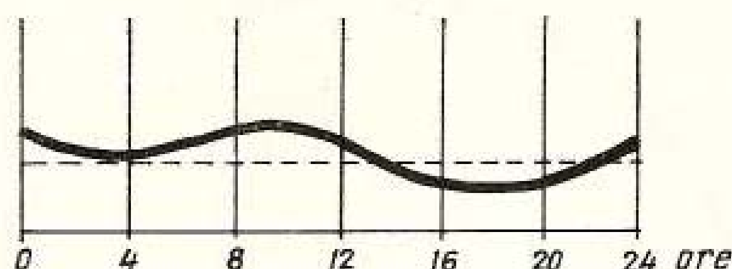


Fig. 13. — Variația periodică diurnă a presiunii la București.

Presiunea crește între orele 04 și 10 și 16 și 22 și prezintă scăderi între orele 10 și 16 și 22 și 04.

În decurs de 24 de ore se constată două maxime și două minime de presiune (fig. 13).

Mult mai importante decît variația diurnă sînt variațiile accidentale, legate de caracterul timpului. Aceste variații sînt produse de perturbațiile atmosferice și ele pot atinge valori mari, chiar peste 10 mb, într-un timp foarte scurt.

Pe suprafața globului, în puncte diferite, presiunea suferă variații accidentale și sezoniere, în afara celor diurne. Pe continente, presiunea este ridicată iarna și scăzută vara; pe mări și oceane se constată o presiune ridicată vara și mai redusă iarna.

Din măsurătorile făcute s-a constatat că presiunea medie la nivelul mării și la temperatura de 0°C este de 760 mm = 1 013,2 mb = 29,92 inches.

Aceste valori au fost considerate în mod convențional ca presiune tip în aviație și ca presiune normală în viața curentă.

3.2.5. **Variațiile presiunii în altitudine.** Se știe că densitatea aerului scade în mod obișnuit cu altitudinea. Pe de altă parte, cu cît ne ridicăm mai sus față de nivelul mării, coloana de aer se scurtează. Din aceste cauze, presiunea scade cu atît cu cît ne ridicăm la altitudini mai mari.

Spre deosebire de apă, la care curba variației este liniară, presiunea crescînd pentru fiecare 10 m adîncime cu 1 kg/cm², în cazul aerului descreșterea presiunii cu înălțimea nu mai este regulată, deoarece în afară de densitate, ea mai este influențată și de temperatura aerului, care diferă de la strat la strat.

Pentru aceeași variație de presiune, de 1 mb, se constată că în apropiere de nivelul mării este necesară o schimbare de altitudine de

8,4 m, iar pentru 1 mm Hg trebuie să ne ridicăm sau să coborîm cu 11,2 m. La altitudinea de 5 500 m, ca presiunea să scadă cu 1 mb, sînt necesari 16 m, iar la 11 000 m unei variații de 1 mb îi corespund 32 m.

Laplace a stabilit legea și formula după care are loc variația presiunii cu altitudine. Cu ajutorul acestei formule, cunoscînd presiunea simultană din două puncte situate la altitudini diferite, precum și temperatura medie a stratului de aer, se poate afla diferența de nivel dintre aceste puncte.

Folosind barometrul se poate afla deci înălțimea unui punct. În acest scop au fost construite aparate numite altimetre, care funcționează pe principiul barometrului metalic (cu casetă).

În același fel se poate afla înălțimea la care se află un avion : este necesar doar să se comunice la sol presiunea și temperatura la nivelul de zbor. Pentru omologarea recordurilor de înălțime se instalează la bordul avionului barografe și termografe (termometre înregistratoare).

Formula lui Laplace este următoarea :

$$H = 18\,400\ (1 + \alpha t)\ \lg \frac{po}{p} \quad \text{în care :}$$

H = înălțimea ;
po = presiunea la nivelul inferior ;
p = presiunea la nivelul superior ;
α = coeficientul de dilatare termică a gazelor = 1/273 ;
t = temperatura medie a aerului între cele două nivele.

3.2.6. **Reducerea presiunii la nivelul mării.** La paragraful 3.2.3. s-a vorbit de reducerea presiunii la 0°C, iar la paragraful 3.2.5, despre variațiile presiunii în altitudine.

În meteorologie și în special în ramura care se ocupă cu prevederea timpului, presiunile trebuie să fie comparabile și deci reduse la aceeași altitudine.

Ca altitudine normală s-a ales nivelul mediu al mării — nivelul zero. Reducerea presiunii la nivelul mării se face cu ajutorul formulei Laplace. Ca temperatură medie se folosește chiar temperatura aerului citită în adăpostul meteorologic.

În practica aeronautică, presiunea redusă la nivelul mării *(sea level)* este notată cu abreviațiunea *Q.F.F.* (codul Q pentru transmisiuni).

Pe hartă se înscrie, pentru mai multe localități, presiunea redusă la nivelul mării, unind, cu ajutorul unor curbe localitățile cu aceeași presiune ; aceste curbe se numesc „izobare".

Izobarele se trasează în mod curent din 5 în 5 mb, dar în cazuri speciale ele se pot trasa și din mb în mb.

Izobarele trasate pe o hartă pun în evidență zonele cu presiunea ridicată (maxime barometrice sau anticicloni) și zonele cu presiunea joasă (depresiuni sau cicloni).

Pe hărțile meteorologice destinate aviației, zonele de mare presiune se notează cu litera *H (high pressure)*, iar zonele cu presiune mică, cu litera *L (low pressure)*.

3.3. TEMPERATURA AERULUI

3.3.1. **Definiție.** Prin temperatură se înțelege starea de încălzire a unui corp. Dacă un corp primește căldură (care este o formă a energiei), el se încălzește și temperatura crește. Atunci cînd corpul pierde căldură, temperatura lui scade.

În natură, între diferitele corpuri, are loc un schimb de căldură ; acest schimb se produce astfel încît căldura se deplasează totdeauna de la corpurile mai calde către cele mai reci.

Transmiterea căldurii se face prin :

— radiație (raze) ;

— conducție sau conductibilitate (contact) ;

— convecție (curenți ascendenți și descendenți).

Corpurile absorb căldura în mod diferit, în funcție de căldura specifică a fiecăruia, înțelegîndu-se prin aceasta cantitatea de căldură necesară a fi absorbită de 1 g din acel corp, pentru ca temperatura lui să crească cu 1°C. Căldura specifică a apei se numește calorie și este luată ca unitate de măsură pentru căldură.

Deoarece corpurile au călduri specifice deosebite este normal ca atunci cînd luăm corpuri diferite și furnizăm fiecăruia aceeași cantitate de căldură, temperaturile lor să crească diferit.

3.3.2. **Încălzirea și răcirea aerului.** Izvorul principal de încălzire a aerului este Soarele, dar el primește în mod direct doar o cantitate foarte mică de căldură din radiațiile calorice emise de acesta.

Aerul fiind transparent, razele solare ajung la suprafața terestră și aceasta se încălzește. Încălzirea este inegală din cauză că structura solului fiind diferită (apă, nisip, piatră, vegetație, păduri, arături), căldura specifică este și ea diferită ; încălzirea suprafeței terestre depinde, de asemenea, de unghiul sub care cad razele solare.

Absorbind căldura solară, pămîntul se încălzește și temperatura lui crește repede, spre deosebire de apă, care se încălzește mai greu. Terenurile pietroase sau nisipoase se încălzesc mai repede decît cele arabile sau păduroase.

Suprafața terestră, încălzindu-se de la Soare, cedează prin conducție o cantitate de căldură aerului din apropierea lui, pe un strat subțire.

Stratul acesta de aer încălzit devine mai puțin dens, mai ușor și urcă ; se nasc curenți de convecție, datorită cărora aerul se poate încălzi pînă la înălțimi mari. Acești curenți sînt curenți verticali și determină mișcarea de jos în sus a aerului (fig. 14).

Aerul dintr-un loc oarecare se mai poate încălzi sau răci și prin curenți turbulenți, prin transport advectiv ; uneori, prin efecte dinamice de comprimare, aerul se încălzește, pe cînd prin dilatare (destindere), el se răcește.

(Prin curenți turbulenți se înțelege o stare de agitare, dezordonată a atmosferei, care se manifestă în apropierea solului într-un strat cu grosime variabilă. Ei se produc datorită vîntului și obstacolelor de pe sol, făcînd să apară turbioane, adică vîrtejuri. Transportul advectiv este deplasarea pe orizontală a unei mase de aer.)

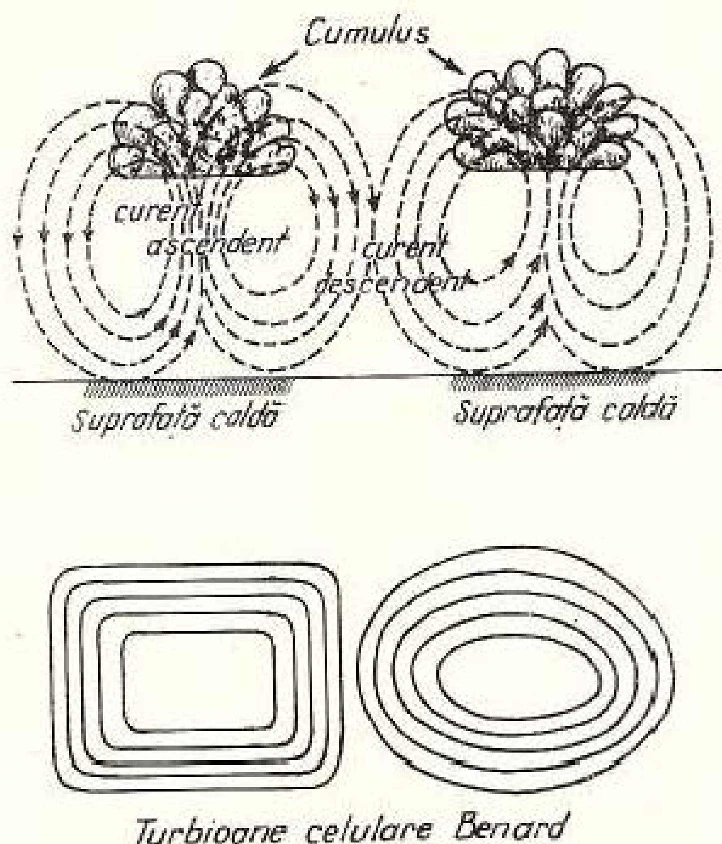


Fig. 14. — Două fluxuri de convecție și două turbioane Benard.

În timpul nopții, suprafața Pămîntului se răcește treptat, nemaiprimind căldură de la Soare ; la rîndul său, aerul din apropierea solului se va răci și el prin contact. Se produce așa-numita răcire nocturnă. Dacă solul este acoperit cu gheață sau zăpadă, răcirea aerului se face de asemenea prin contact.

Din cele expuse rezultă că atmosfera terestră se comportă ca un termostat, moderîndu-și căldura în timpul zilei și întîrziind pierderea ei noaptea.

Norii joacă un rol important în încălzirea și răcirea aerului, fiind un ecran împotriva radiațiilor solare în timpul zilei și o pătură protectoare noaptea (fig. 15).

Trebuie reținut că o parte din radiațiile care vin de la Soare sînt reflectate de sol și transformate în căldură, constituind o altă sursă de încălzire a aerului.

3.3.3. **Măsurarea temperaturii.** Temperatura aerului se măsoară cu ajutorul termometrelor, care în majoritatea cazurilor sînt termometre

cu mercur sau alcool. Se folosesc în același scop și termometre cu rezistență sau cuplu termoelectric.

Pentru a înregistra în mod continuu temperatura, ceea ce ne oferă posibilitatea de a urmări modul cum aceasta variază, se folosesc termometrele înregistratoare numite și termografe (fig. 16).

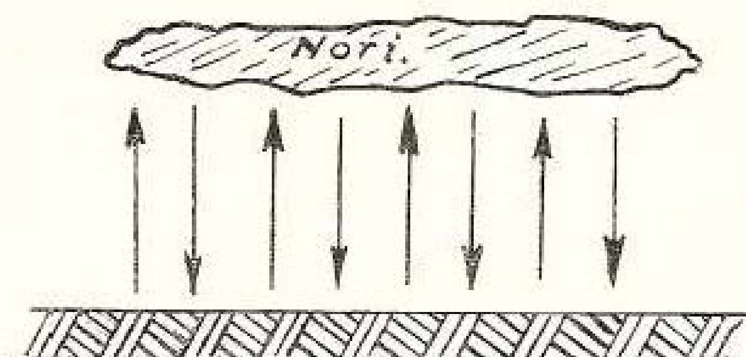


Fig. 15. — Noaptea, norii împiedică răcirea aerului, alcătuind un ecran protector.

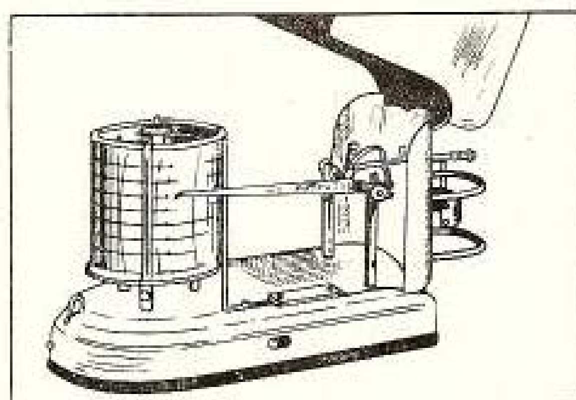


Fig. 16. — Termograf (termometru înregistrator).

Principiul de construcție al termometrelor obișnuite și al termografelor se bazează pe proprietatea de dilatare uniformă a lichidelor și metalelor.

În scopuri meteorologice, temperatura aerului se află, instalînd termometrele în adăposturi speciale; acest lucru înlătură posibilitatea ca ele să fie influențate direct de radiațiile solare, ca și de factori care ar putea să denatureze valoarea reală a temperaturii aerului.

Și la termometrele instalate la bordul avioanelor trebuie luate măsuri de protecție, în așa fel încît să fie înlăturate influența razelor solare și a căldurii produsă de motoare. Din cauza vitezei de zbor a avionului, efectul de frecare este mare și temperatura citită va fi în general cu cîteva grade mai ridicată decît cea reală a aerului. Se impune de aceea aplicarea unei corecții, care variază în funcție de viteza de croazieră.

3.3.4. **Unități de măsură pentru temperatură.** Ca unități de măsură pentru temperatură se folosește gradul centigrad (Celsius), care se notează prescurtat cu litera C. În țările anglo-saxone se mai folosește încă gradul Fahrenheit (F).

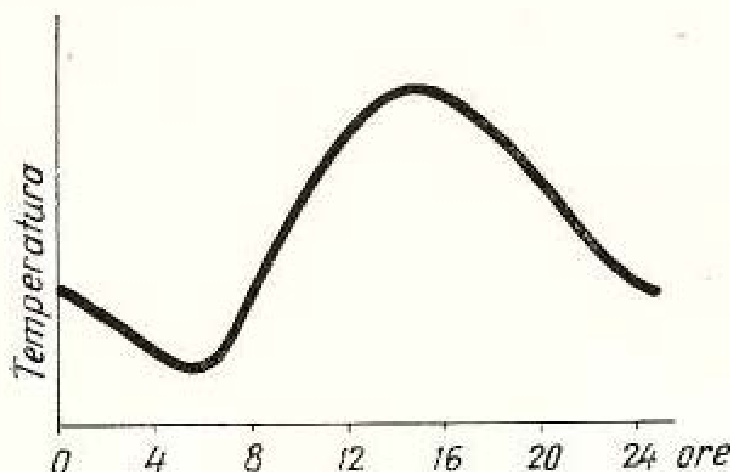


Fig. 17. — Variația diurnă a temperaturii aerului.

Pentru transformarea gradelor Celsius în grade Fahrenheit se folosește relația : 1°C = $\frac{9}{5}$ °F ; pentru trecerea din sistemul Fahrenheit în Celsius folosim relația 1°F = $\frac{5}{9}$ °C.

Pentru rapiditate, aceste operații se pot face fără calcul, cu ajutorul unor tabele, rigle sau dispozitive speciale de transformare.

Dacă temperatura este mai mare de 0°C, ea se consideră „pozitivă" (PS) folosindu-se semnul „plus" (+), iar dacă este sub 0°C, o numim „negativă", folosind expresia „minus" (MS) sau semnul (—).

În transmisiile meteorologice, în cazul temperaturilor negative se adaugă 50 la numărul de grade (de exemplu, 12°C se cifrează cu 62).

Dacă la temperatura exprimată în centigrade se adaugă 273 (zero absolut este —273,°15) se obține temperatura absolută sau gradul Kelvin, o unitate de măsură a temperaturii folosită mai mult în fizică.

În aviație, „temperatura standard" este considerată temperatura de 15°C la nivelul mării.

3.3.5. **Variațiile temperaturii aerului.** Pentru aceeași localitate, temperatura aerului prezintă în decursul unei zile valori diferite.

Ea crește în timpul zilei, atingînd o valoare maximă între orele 14 și 15, la 2—3 ore după trecerea Soarelui la meridian, pentru ca să scadă în timpul nopții, atingînd o valoare minimă, puțin timp după răsăritul Soarelui (fig. 17). Uneori, aceste variații sînt aproape imperceptibile din cauza diferiților factori care pot modifica starea de încălzire a aerului. Acoperirea accentuată a cerului, precipitațiile, vîntul care transportă aerul, sînt o parte din acești factori modificatori ai variației diurne a temperaturii aerului.

În afară de variația diurnă mai există o variație anuală sau sezonieră.

Pentru regiunile temperate există un maxim vara și un minim iarna. Factorii care determină această variație anuală sînt poziția și durata de strălucire a Soarelui.

Variația diurnă și cea anuală sînt variații periodice ; în afară de acestea, temperatura suportă variații neperiodice (neregulate), produse de perturbațiile atmosferice, cînd au loc invazii de aer cald sau rece.

3.3.6. **Distribuția temperaturii pe suprafața globului.** De-a lungul meridianelor, temperatura scade de la ecuator spre poli. Dar chiar pentru aceeași latitudine (paralelă geografică), în diverse puncte, temperatura aerului nu este aceeași, din cauză că Pămîntul, nefiind omogen și uniform, nu se încălzește în mod egal peste tot.

Dacă se iau în considerație influențele locale, precum și cele create de perturbațiile atmosferice, însoțite de transporturi de aer cald sau rece, se constată că distribuția temperaturii pe suprafața globului este foarte diferită. Acest lucru este evident chiar pe zone mai mici.

Pe hărțile meteorologice care se întocmesc de mai multe ori pe zi, unind localitățile cu aceeași temperatură, se obține o curbă care se numește „izotermă". În mod obișnuit, izotermele se trasează din 5 în 5°C și ele pun în evidență distribuția diferită a temperaturii pe orizontală.

Astfel, în țara noastră, temperatura cea mai scăzută a fost de —38°C, înregistrată la Bod (lîngă Brașov), în ianuarie 1942, iar cea mai ridicată a fost de 44,5°C, lîngă Brăila, în august 1951.

În zona arctică, temperatura cea mai scăzută a fost de —71°C, pe cînd în cea antarctică s-a atins —94°C.

3.3.7. **Distribuția temperaturii în înălțime.** Efectele termice ale solului slăbesc cu altitudinea. Din această cauză, temperatura descrește în înălțime. Uneori, pentru același punct, între sol și 10 m înălțime se constată, vara, diferențe de temperatură între 5 și 10°C.

Scăderea de temperatură pentru o diferență de nivel de 100 m se numește „gradient termic vertical". Acest gradient se poate calcula ușor cu ajutorul diagramelor aerologice, întocmite cu ajutorul datelor radiosondajelor ce se efectuează de mai multe ori pe zi. Valoarea gradientului termic variază în special între sol și 5 000 m altitudine.

În aviație s-a adoptat ca gradient termic mijlociu, valoarea de 0,65°C pe 100 m, adică de 6,5°C pentru o înălțare de 1 000 m. Cu ajutorul gradientului termic se poate estima temperatura la înălțime.

Dacă de exemplu, într-un punct de pe sol, temperatura este de 25°C, la o înălțime de 2 000 m deasupra acestui punct, ea va fi :

$$25 - 20 \times 0{,}65 = 12°C,$$

iar la 3 000 m înălțime vom avea :

$$25 - 30 \times 0{,}65 = 5{,}5°C.$$

Cu ajutorul radiosondelor, temperatura este măsurată zilnic în altitudine atît pentru nevoile meteorologiei, cît și pentru cele ale aviației.

Cunoașterea înălțimii la care se află izotermele 0° și —10° sînt necesare pentru problema givrajului.

Pe baza datelor furnizate de radiosonde se pot determina, în afară de temperatură, vîntul, presiunea și umezeala în altitudine și din corelarea lor se trag concluzii prețioase asupra maselor de aer, fronturilor, norilor, norilor de formație verticală, orajelor, averselor etc.

S-a constatat că în zonele temperate, temperatura nu descrește în mod uniform pînă la altitudinea de 5 000 m, fiind deseori mai mult sau mai puțin regulat tulburată. Uneori se găsesc straturi de cîteva sute de metri, în care temperatura se menține aceeași ; fenomenul poartă denumirea de „izotermie".

Alteori se întîlnesc straturi în care temperatura, în loc să scadă cu înălțimea, crește. O astfel de abatere se numește „inversiune de temperatură".

Deasupra lui 5 000 m, scăderea temperaturii este în general continuă pînă la tropopauză, unde se constată fie izotermie, fie inversiune (fig. 18).

Cauzele care produc inversiunile de temperatură și izotermiile pot fi multiple :

1. radiația nocturnă în nopțile senine sau invaziile de aer rece în apropierea pămîntului produc inversiuni de sol ;

2. comprimările aerului, detentele, invaziile calde sau reci pe anumite straturi, păturile de nori, creșterea umezelii aerului în unele straturi, căldura de condensare a vaporilor, fronturile atmosferice sînt cauze care dau naștere la inversiunile și izotermiile din altitudine.

Pentru navigația aeriană, inversiunile și izotermiile sînt importante datorită efectelor pe care le produc.

Așa, de exemplu, inversiunile de sol pot da naștere la ceață care reduce vizibilitatea, împiedicînd aterizările și decolările.

În inversiunile de coborîre (de comprimare) de asemenea se produce ceață la înălțime. Iarna, în situații de presiune ridicată (anticicloni), se constată că, în general, la peste 1 500 m altitudine, vizibilitatea este foarte bună, în timp ce sub această înălțime există o pătură de nori și o vizibilitate destul de redusă, mai ales pe văi.

Inversiunile de altitudine sînt baraje puternice pentru norii de convecție (nori de tip cumuliformi) ; ele frînează mișcarea ascendentă, împiedicînd dezvoltarea norilor pe verticală sau turtindu-le vîrfurile.

Inversiunile termice sînt straturi în care starea de echilibru a aerului prezintă o mare stabilitate, deci agitația atmosferică este redusă. Reținerea pulberilor este accentuată în aceste zone, fapt care explică condensarea vaporilor de apă și diminuarea transparenței aerului.

3.4. UMEZEALA AERULUI

Aerul are în compoziția sa apă, care poate fi sub formă de vapori, lichidă sau solidă. În stare de vapori, apa este invizibilă, pe cînd în celelalte două stări — lichidă sau solidă — ea este vizibilă. Apa lichidă

o găsim în aer sub forma de ceață, burniță, ploaie și nori constituiți din picături de apă. Sub formă solidă, apa apare ca zăpadă, cristale de gheață, măzăriche, grindină și nori de gheață.

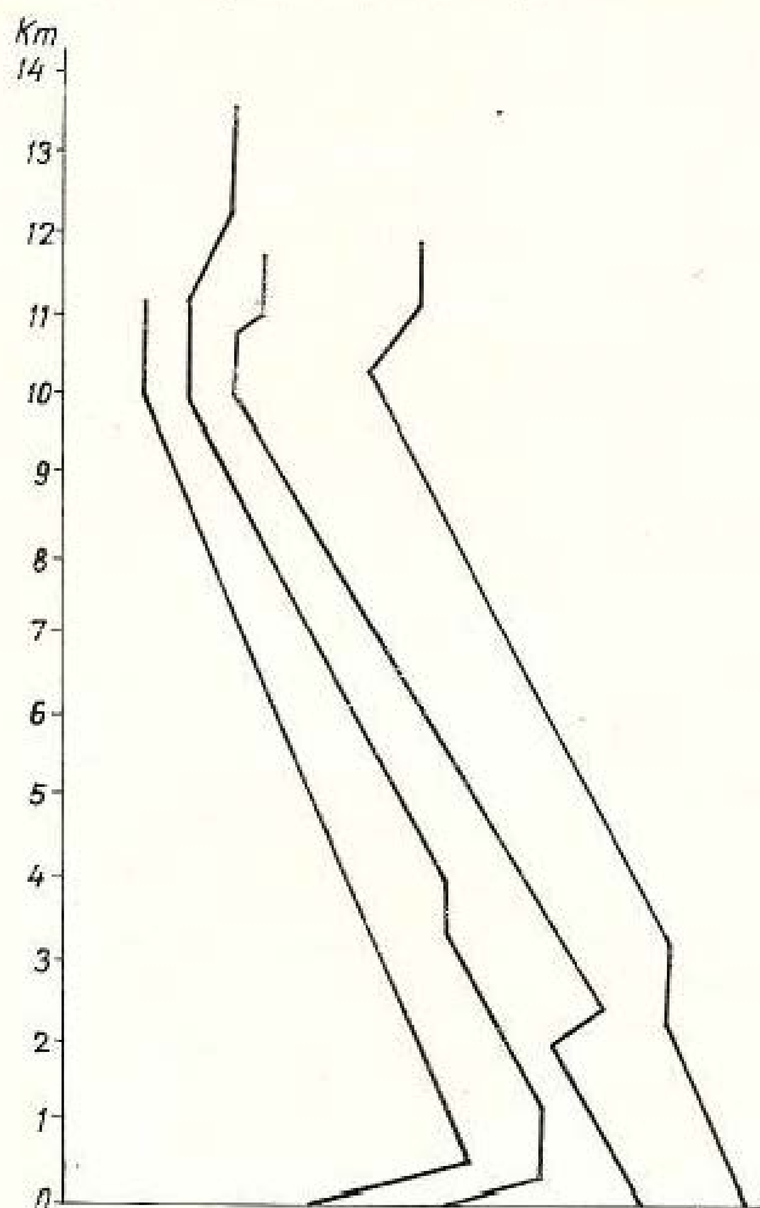


Fig. 18. — Inversiuni și izotermii ale temperaturii aerului.

Conținutul în apă al aerului este variabil; ea provine din fenomenul de evaporare a apei de pe suprafața globului terestru — din oceane, mări, lacuri, fluvii — din sol, prin transpirația plantelor etc.

Fenomenul invers evaporării se numește condensare.

Procesul de evaporare în atmosferă are loc în mod permanent și el depinde de temperatură. Procesul propriu-zis are loc pînă în momentul cînd aerul devine saturat, adică conține cantitatea maximă de vapori de apă. Existența unui surplus de vapori duce la condensare.

3.4.1. **Mărimile fizice ale umezelii aerului.** Prezența apei în atmosferă imprimă aerului o stare de umiditate sau umezeală, care se poate exprima prin diferite mărimi fizice, după cum urmează :

a) umezeala absolută, care exprimă cantitatea de vapori de apă în grame, conținută de 1 m^3 de aer ;

b) umezeala specifică, care este cantitatea de vapori de apă în grame, conținută într-un kg de aer umed ;

c) umezeala relativă, care este raportul dintre tensiunea elastică actuală a vaporilor de apă și tensiunea maximă, la aceeași temperatură, exprimată în procente. Raportul se multiplică cu 100 m :

$$U = \frac{e}{E} \times \mathbf{100\%}, \text{ în care :}$$

e = forța elastică efectivă (actuală) și
E = forța elastică maximă (forța elastică = tensiune).

d) deficitul de saturație care este o mărime mai puțin utilizată și exprimă diferența dintre tensiunea maximă a vaporilor de apă (E) și tensiunea efectivă a acestora (e)

$$D_s = E - e.$$

e) Temperatura de rouă (*dew point*), care este o mărime folosită în mesajele meteorologice și în aviație. Ea se definește ca fiind temperatura pe care trebuie s-o atingă aerul pentru ca vaporii de apă să se condenseze (se formează rouă). Dacă aerul este foarte umed — saturat — atunci temperatura lui și temperatura de rouă necesară sînt egale. Cu cît diferența dintre aceste două temperaturi este mai mare, cu atît aerul este mai puțin umed, deci mai uscat.

3.4.2. **Instrumente de măsură.** Dintre mărimile definite mai sus, singura care se poate citi direct este umezeala relativă. Instrumentul destinat acestui scop se numește *higrometru*. Se folosește în special higrometrul cu fir de păr, instrument a cărui construcție se bazează pe principiul lungirii unui fir de păr, atunci cînd umezeala relativă crește, și pe scurtarea lui, cînd umezeala scade (fig. 19).

Pentru înregistrarea continuă a variației umezelii relative sînt folosite higrografele, de asemenea cu fir de păr (fig. 20) ; pentru cunoașterea concomitentă a temperaturii și umezelii dispunem de un instrument compus, numit termohigrograf (fig. 21).

Firele de păr pot fi înlocuite cu membrane organice (animale), care sînt mult mai sensibile.

Pentru măsurarea temperaturii de rouă și indirect a umezelii relative se folosește „psihrometrul“, care se compune din două termometre identice fixate pe un suport. Unul dintre ele are rezervorul acoperit cu un tifon îmbibat cu apă și poartă denumirea de termometru umed (fig. 22).

Determinînd temperaturile și diferențele dintre ele, cu ajutorul unor tabele sau grafice, se poate afla umezeala relativă și temperatura de rouă.

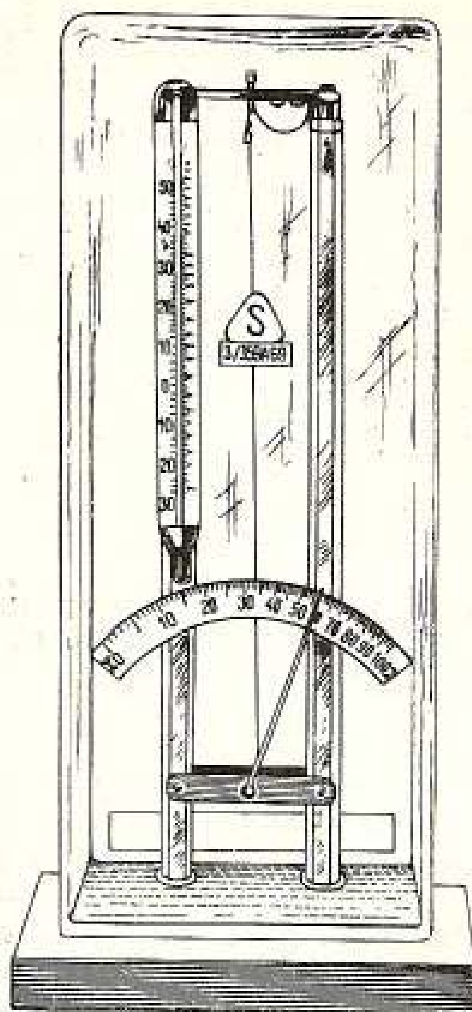


Fig. 19. — Higrometru.

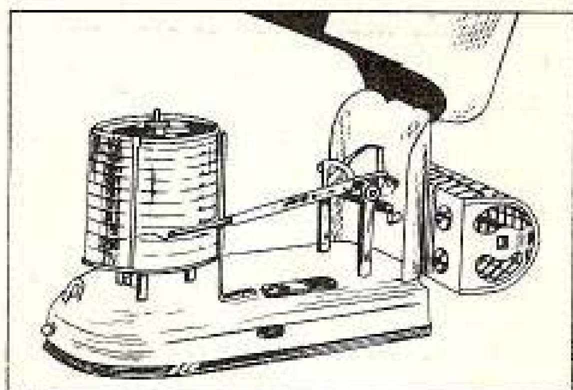


Fig. 20. — Higrograf (higrometru înregistrator).

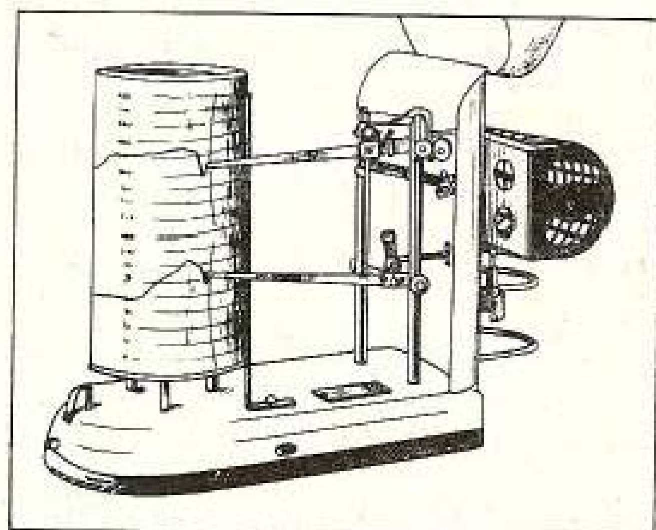


Fig. 21. — Termohigrograf.

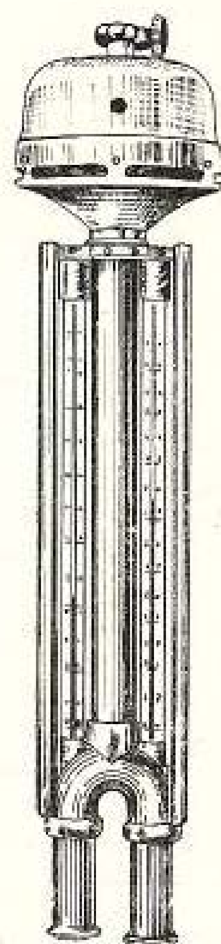


Fig. 22. — Psihrometru.

3.4.3. **Variația umezelii.** Umezeala *relativă* are o variație diurnă cu un mers invers față de cel al temperaturii. Ea prezintă un maxim noaptea și un minim ziua, către orele 14. Umezeala relativă, în aceeași masă de aer, variază în funcție de schimbările temperaturii : ea crește atunci cînd temperatura scade. În cursul anului, umezeala relativă este mai mică vara decît iarna.

În ceea ce privește umezeala *absolută*, variația ei este în funcție de temperatură. Cu cît temperatura este mai mare, cu atît umezeala absolută este mai mare. Vara, umezeala absolută este ridicată, pe cînd iarna este mai scăzută.

Umezeala *specifică* nu se modifică atunci cînd se schimbă presiunea și temperatura volumului de aer considerat. Ea este socotită din aceste motive ca o mărime conservativă. Nici temperatura de roua nu depinde de variațiile temperaturii.

Desigur că, în funcție de poziția geografică, umezeala aerului diferă mult de la un loc la altul.

3.4.4. **Variația umezelii în altitudine.** Umezeala absolută și forța elastică a vaporilor de apă scad repede în înălțime ; la 5 km, ea este în mijlociu a zecea parte (1/10) din valoarea de la sol.

Umezeala specifică scade mai lent în înălțime. Ea depinde mult de raportul $\frac{e}{p}$ (e fiind forța elastică și p presiunea aerului).

Umezeala relativă are un mers neregulat, chiar pe distanțe mici. Ea crește pînă la nivelul de condensare. În nori, ea atinge de asemenea valori mari, dar scade deasupra norilor și la înălțimi mari aerul devine foarte uscat.

Atît la sol, cît și în altitudine, umezeala aerului prezintă variații neregulate, produse de invaziile de aer, de diferite origini.

3.4.5. **Senzația fiziologică de umezeală a aerului.** Senzația fiziologică de umezeală sau uscăciune a aerului nu depinde de cantitatea de vapori de apă conținută (umezeala absolută). Ea depinde și este în raport cu stadiul de saturație și de condensare a vaporilor de apă.

Aceeași cantitate de aer, cu același conținut de vapori de apă, dă impresia de uscat, atunci cînd temperatura este ridicată și o impresie de umed, atunci cînd temperatura este scăzută.

Dacă umezeala relativă a aerului este mare, corpurile evaporă o cantitate mică de apă, iar dacă este mică, ele elimină multă apă.

3.4.6. **Rolul umezelii aerului în producerea fenomenelor meteorologice.** La prima vedere s-ar părea că umezeala aerului nu prezintă un interes deosebit. Existența apei sub diferite stări, așa cum se va vedea pe parcurs, joacă însă un rol foarte important în procesele meteorologice din atmosferă. Reducerea vizibilității, formarea ceții, formarea norilor, a diferitelor forme de precipitații, a orajelor, a givrajului depind în mare măsură de vaporii de apă, de apa în stare lichidă, ca și de cristalele de gheață ce există în atmosferă.

Fenomenele meteorologice enumerate sînt condiționate bineînțeles și de alți factori, existînd o strînsă interdependență.

3.5. VÎNTUL

Aerul fiind fluid se poate mişca (deplasa). Mişcările lui pot fi : ascendente, descendente, înclinate şi orizontale. În general, marile deplasări de aer sînt mai mult orizontale.

Prin noţiunea de „vînt" se înţelege mişcarea orizontală a aerului ; celelalte mişcări poartă denumirea de curenţi.

Vîntul este provocat de diferenţa de presiune care există în distribuţia ei pe orizontală. Cauza acestei situaţii este în primul rînd de natură termică.

3.5.1. **Mărimile care definesc vîntul.** Mărimile care definesc vîntul sînt : direcţia şi forţa sa, exprimată în mod curent prin viteză.

Prin direcţia vîntului, în meteorologie, se înţelege direcţia de unde suflă (vine) vîntul. Ea se indică prin grade folosind cercul de 360° şi corespondenţa gradelor cu punctele cardinale (360° corespunzînd nordului şi 180° sudului). În transmisiunile meteorologice cifrate, vîntul se exprimă în decagrade (de exemplu, 270° = 27).

Viteza vîntului se poate exprima prin următoarele unităţi de măsură :

— metri pe secundă = m/s

— kilometri pe oră = km/h

— nod (o milă marină pe oră) = Kts 1 milă marină (N/M) fiind egală cu 1 853 m.

Transformarea m/s în km/h se face prin multiplicare cu 3,6 sau aproximativ, prin multiplicarea cu 4 şi scăzînd din produs, cifra zecilor.

Transformarea aproximativă a nodurilor în metri se face prin împărţirea la 2, iar a nodurilor în km/h prin multiplicarea cu 2.

În meteorologie, direcţia vîntului este indicată în mod simbolic printr-o dreaptă (săgeată), la extremitatea căreia, prin liniuţe mai lungi şi mai scurte, se notează iuţeala.

3.5.2. **Instrumente de măsurat direcţia şi viteza vîntului.** Pentru măsurarea direcţiei vîntului la sol se foloseşte *girueta*, de obicei o bară metalică, avînd la un capăt un ampenaj, iar la celălalt o contragreutate. Dispozitivul este mobil în jurul unui ax, pe care sînt indicate punctele cardinale.

Unele giruete sînt prevăzute cu o placă metalică, care, potrivit înclinării ce o suportă sub acţiunea forţei vîntului, indică iuţeala acestuia (fig. 23).

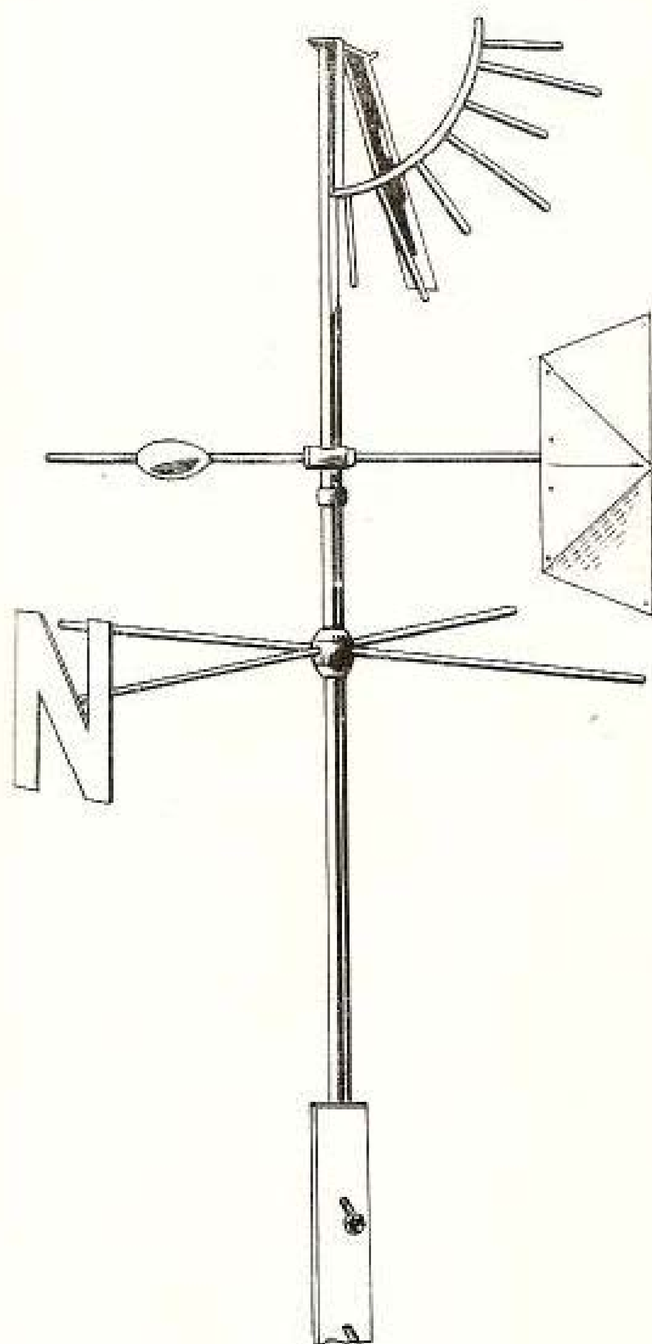
Instrumentele destinate măsurării vitezei vîntului se numesc *anemometre*. Ele pot fi de două feluri :

1. anemometre de rotaţie, cu cupe sau palete (fig. 24) ;
2. anemometre cu placă metalică sau de presiune, cu tub Pitot sau Venturi.

Pe cadranele cu care sînt prevăzute aceste instrumente se pot citi vitezele, potrivit gradaţiei, în m/s, km/h sau noduri. Vitezele pot fi citite direct sau calculate.

Anemometrele înregistratoare se numesc *anemografe*. Ele pot fi electrice sau mecanice. Unele din ele indică viteza instantanee a vîntului (a rafalelor) (fig. 25).

Instrumentele pentru măsurarea direcției și vitezei vîntului trebuie să fie instalate în locuri degajate de obstacole și la o înălțime de 6—10 m deasupra solului. În aviație se recomandă că anemografele,



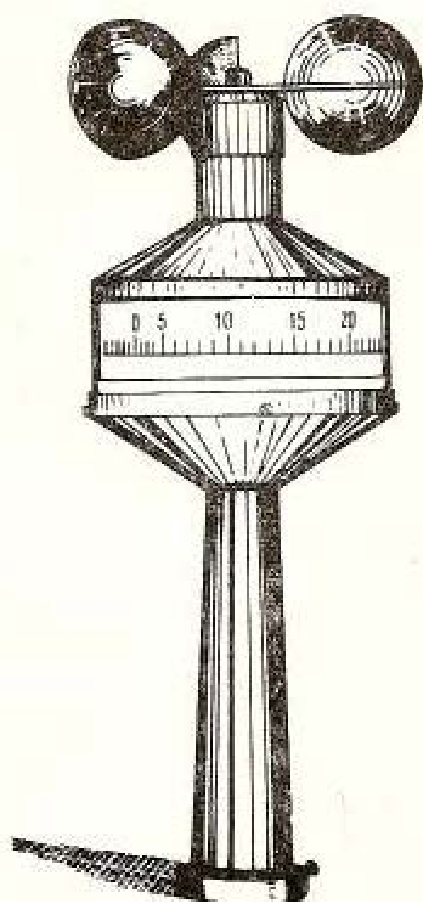


Fig. 24. — Anemometru cu cupe.

⟵ *Fig. 23.* — Giruetă.

ca și celelalte instrumente meteorologice, să fie instalate pe aerodrom, în apropierea pistei de aterizare-decolare.

Pentru navigația aeriană este obligatorie cunoașterea vîntului (direcția și viteza lui) la diferite altitudini, în special la nivelul de zbor. În acest scop se folosește metoda balonului-pilot, care constă din înălțarea unui balon, umplut cu hidrogen atîta încît să aibă viteza ascen-

sională dorită de noi. Balonul se urmărește cu ajutorul teodolitului, citindu-se unghiurile de înălțare și azimutul. Făcînd proiecția orizontală a traiectoriei balonului se poate calcula după grafic direcția și viteza vîntului. În timpul nopții, pentru a putea urmări balonul, de el se atîrnă un lampion.

Dezavantajul sondării cu balonul-pilot este că nu poate fi efectuată pe orice vreme și nici la înălțimi mari.

O metodă mult mai bună și mai sigură pentru determinarea vîntului în altitudine este metoda radiosondajului, la care se aplică radioteodolitul sau un alt instrument radioelectric.

Cu această metodă, vîntul poate fi determinat pînă la altitudini de 20—40 km, cu o precizie destul de mare. Ea se numește „metoda Rawin“ (radiovînt).

Avionul poate fi folosit pentru a măsura vîntul la nivelul de zbor, determinîndu-se direcția lui prin intermediul derivei, iar viteza prin sistemul comparării vitezei proprii, în raport cu punctele de reper de la sol, cunoscîndu-se distanța dintre ele.

Unele avioane moderne au instalații pe care se pot citi nemijlocit direcția și viteza vîntului, instalații care funcționează pe baza sistemului de navigație tip Döppler.

În scopurile aeronautice se folosește noțiunea de „vînt mediu“ atît în ce privește direcția, cît și viteza, calculîndu-se aceste mărimi pe un interval de 10 minute. Cînd vîntul este turbulent se calculează rafala instantanee, element foarte important la aterizare-decolare.

3.5.3. **Structura vîntului.** Din observațiile și cercetările făcute s-a constatat că în anumite situații, vîntul are o mișcare destul de uniformă atît în ceea ce privește direcția, cît și viteza. Scurgerea aerului se face în straturi paralele. Despre un astfel de vînt se spune că este *laminar* (fig. 26).

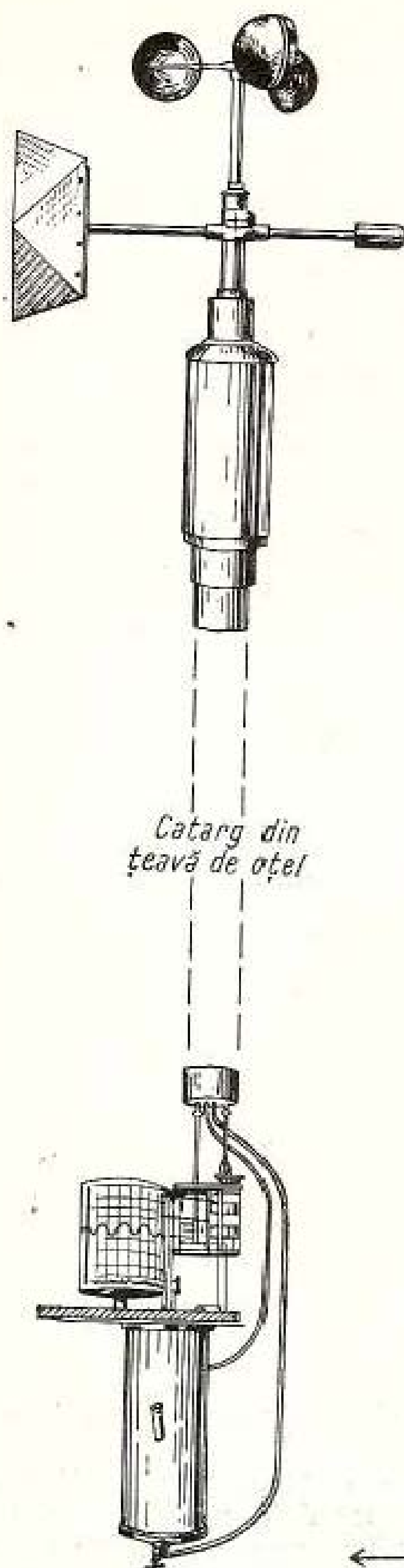


Fig. 25. — Anemograf (anemometru înregistrator).

Din cauză că suprafața solului nu este netedă, avînd felurite obstacole, precum și prin faptul că însăși aerul nu are aceeași structură, frecarea este și ea diferită, producînd variații în direcția și viteza vîntului (fig. 27).

În acest caz, structura vîntului este turbulentă.

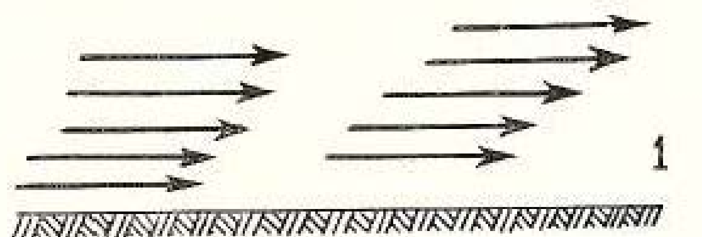




Fig. 26. — Mișcare laminară a aerului (1). Mișcare turbulentă a aerului (2).

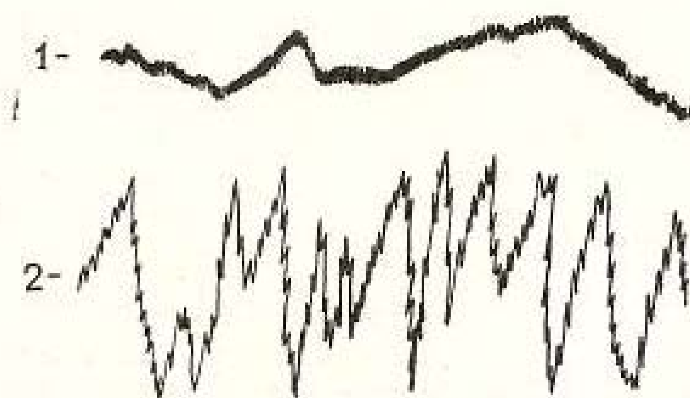


Fig. 27. — Vînt laminar (1) și vînt turbulent (2) — rafale

Vîntul prezintă creșteri brusce de viteză, salturi, care poartă denumirea de *rafale*. Aceste salturi, ca să justifice denumirea de rafale, trebuie să aibă o anumită depășire față de viteza medie, principală, a vîntului. Durata unei rafale nu trebuie să depășească 2 minute. Pentru navigația aeriană, vîntul în rafale devine supărător, cînd atinge o valoare mai mare de 12 m/s și mai ales atunci cînd ia un caracter de

vijelie. În acest caz, pulsațiile sînt violente și se produc în situații orajoase, mai ales la trecerea fronturilor reci.

3.5.4. **Variațiile vîntului în plan orizontal; vînt de gradient.** Vîntul reprezintă mișcarea orizontală a aerului față de suprafața terestră. Ca să se producă această mișcare este necesară o forță. În cazul aerului, forța care provoacă mișcarea orizontală este diferența de presiune. Această diferență de presiune, raportată la o unitate de lungime (ca unitate de lungime se ia un grad de latitudine, care este echivalent cu 111 km) poartă denumirea de *gradient baric*.

Mișcarea aerului, produsă de forța de gradient a presiunii, se numește *vînt de gradient*.

Din cauza lui, aerul se va depărta din locul cu presiune mai mică, avînd o direcție perpendiculară pe izobare (liniile care unesc punctele cu aceeași presiune). Viteza vîntului depinde direct de valoarea gradientului de presiune.

În mișcarea orizontală a aerului intervin și alte forțe, în afară de cea de gradient baric. Aceste forțe sînt:

a) forța de frecare a aerului cu suprafața terestră (avînd asperități), care frînează aerul în mișcarea sa în ceea ce privește viteza, putîndu-i modifica și direcția;

b) forța de deviație (forța Coriolis), creată de mișcarea de rotație a Pămîntului în jurul axei sale. Din cauza acestei forțe se produce devierea (abaterea) corpurilor în mișcare spre dreapta în emisfera nordică și spre stînga în emisfera sudică. Acest efect deviator se poate urmări perfect la apele curgătoare. Forța de frecare și forța Coriolis se combină pentru a echilibra forța de presiune;

c) forța centrifugă, de asemenea un factor important, atunci cînd mișcarea aerului este circulară și se produce într-un plan orizontal, influențînd direcția și viteza vîntului.

Mișcarea aerului este destul de complexă și din cauza multor altor factori, ca: distribuția presiunii, poziția geografică, relieful, natura solului și factorii locali, momentul zilei, anotimpul, factorul termic. Din pricina lor, elementele vîntului, viteza și direcția prezintă variații destul de mari de la un loc la altul.

În ceea ce privește variația diurnă s-a constatat că în apropierea solului, vîntul se intensifică în timpul zilei, pentru ca în timpul nopții să slăbească. Această variație este similară cu cea a temperaturii.

De asemenea, făcînd abstracție de factorii secundari, vîntul prezintă și o variație anuală (sezonieră), fiind mai puternic în anotimpul rece și mai slab în cel cald.

În privința vîntului în Republica Socialistă România se pot spune următoarele: viteza vîntului la sol are valori mari iarna și primăvara; vînturile cu asemenea viteze mari suflă din direcțiile NE și E, avînd însă frecvența cea mai mare din direcțiile NE și SV.

3.5.5. **Variațiile vîntului în altitudine.** Din datele statistice rezultă că viteza vîntului crește treptat pînă în stratosfera inferioară, atingînd valori maxime între 8 și 12 km. Deasupra acestor altitudini, viteza

vîntului începe să scadă, pînă la aproximativ 20 km, unde prezintă un minim. Peste 20 km, ea începe din nou să crească.

Din determinările efectuate la București rezultă că viteza maximă este atinsă la nivelul de 10 km, deci sub nivelul tropopauzei. Această

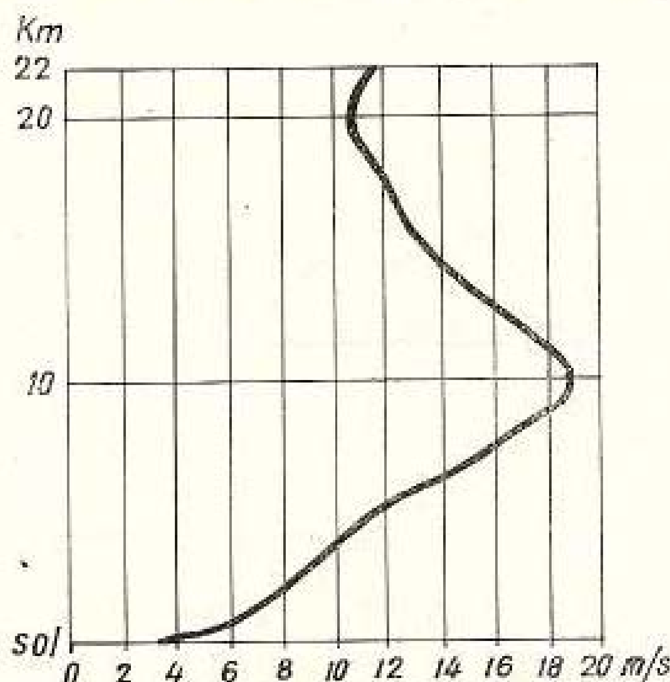


Fig. 28. — Profilul vitezei vîntului (m/s) în altitudine la București, 1959—1962.

situație se datorește transportului de mase de aer cald, în situații anticiclonice (fig. 28).

În cazul transportului de aer rece și în regim baric ciclonic (depresionar), nivelul vîntului maxim este situat deasupra tropopauzei.

În ceea ce privește direcția vîntului s-a observat că el se rotește în înălțime treptat spre dreapta. Forța de frecare diminuează încetul cu încetul și peste 1 000—1 500 m, efectul ei este nul atît în ceea ce privește direcția, cît și viteza (fig. 29).

Pentru zona europeană, direcția predominantă a vîntului în stratul pînă la 20 km înălțime, este cea vestică, iar deasupra acestui nivel cea estică.

3.5.6. **Influența orografică asupra vîntului.** Întrucît orografia terenului este diferită, ea va acționa în diverse moduri asupra vîntului în plan orizontal și vertical, modificîndu-i pe anumite distanțe atît direcția, cît și viteza.

Astfel, dacă vîntul este obligat să traverseze un lanț de dealuri sau de munți, el trebuie să execute o mișcare ascendentă pînă la vîrful crestei și apoi o mișcare descendentă.

Secțiunea de scurgere a aerului în mișcare se micșorează și pentru ca debitul să fie același, viteza de scurgere se va mări deasupra crestei, ca fiind zona cu secțiunea cea mai mică de scurgere a vîntului (fig. 30).

Deformația filetului de aer se face simțită pînă la aproximativ 1/3 din înălțimea muntelui și depinde de viteza vîntului și de panta muntelui.

Obstacolele abrupte pot produce modificări ale vîntului cu viteze mari, pînă la înălțimi care depășesc de patru ori înălțimea obstacolului.

În cazul obstacolelor izolate, coline și vîrfuri, vîntul suferă modificări și în plan orizontal, fiind obligat să înconjure lateral obstacolul (fig. 30).

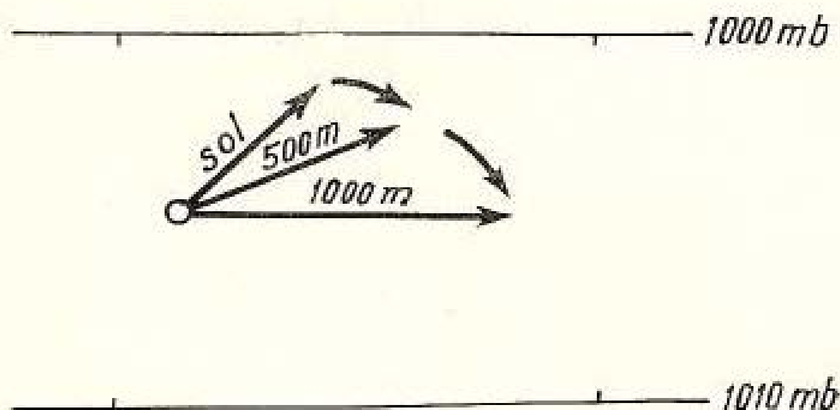


Fig. 29. — Rotirea vîntului spre dreapta, în altitudine.

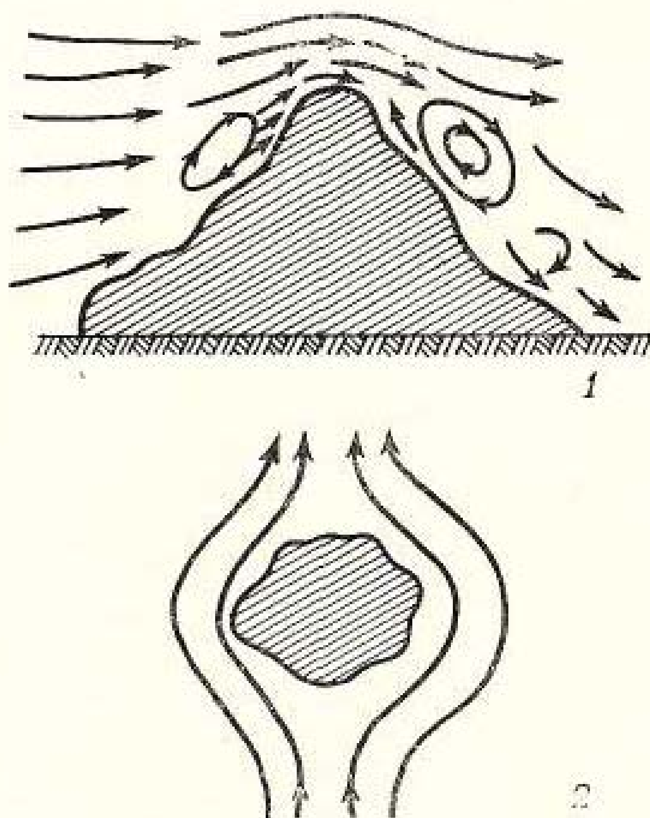


Fig. 30. — Scurgerea aerului peste o creastă (1) și în jurul unui vîrf (coline) izolat (2).

În cazul văilor și defileurilor se produc de asemenea modificări ale vîntului.

Dacă vîntul traversează o vale se produce mai întîi descendență și apoi ascendență. Secțiunea verticală de scurgere a aerului se mărește în zona văii și viteza vîntului slăbește, pentru ca apoi să se intensifice și să reintre în normal.

În interiorul văii se produc mișcări dezordonate, turbulente (fig. 31). Dacă vîntul are o direcție paralelă cu axul văii, atunci în secțiune orizontală, debitul se va mări și viteza vîntului va crește. Văile în general au tendința de a orienta vîntul pe direcția axei lor. Acolo unde valea devine mai strîmtă, vîntul se va intensifica și mai mult. Defileul Dunării este un caz tipic pentru vînturile de vest, după cum Valea Oltului și a Jiului pentru cele de sud și de nord (fig. 31).

3.5.7. **Vînturi regulate și periodice.** Din observațiile și studiile făcute s-a constatat că în anumite zone ale globului terestru, vîntul are un caracter permanent și regulat. Astfel, în zonele dintre ecuator și tropice suflă vînturile alizee, care au o componentă de NE în emisfera nordică și o componentă de SE în emisfera sudică. În altitudine, curenții corespunzători acestor zone sînt vînturile „contra-alizee". Ele au un sens invers primelor și se extind pînă la 2 000 m. Alizeele predomină deasupra oceanelor.

Vînturi periodice sînt și musonii, care au o mare extindere și sînt sezoniere. Ele se produc în special în zona asiatică și Oceanul Indian, unde sînt cunoscute sub denumirea de „musonul indian".

Iarna, acesta suflă dinspre continentul asiatic, unde este instalat un cîmp de mare presiune atmosferică cu temperaturi scăzute, spre Oceanul Indian, iar vara, dinspre ocean spre continent, antrenînd un regim foarte ploios (fig. 32, 33).

3.5.8. **Vînturi locale.** Particularitățile locale, deosebite ca structură și mod de expunere față de radiațiile solare, pe care le prezintă pe zone mai restrînse suprafața terestră, fac să ia naștere vînturile locale. Se poate spune că ele se datoresc influenței locale a temperaturii, care produce curenți de convecție pe scară redusă.

Brizele de mare și de uscat sînt exemple tipice de astfel de vînturi ; ele se produc pe țărmurile mării sau lacurilor.

Uscatul și apa au proprietăți diferite în ceea ce privește absorbția căldurii. Se nasc contraste termice și curenți de convecție, care fac ca aerul să se miște ziua dinspre mare spre uscat, la suprafață, și dinspre uscat spre mare, în altitudine.

Noaptea fenomenul este invers (fig. 34).

Aceste vînturi au o evoluție diurnă și sînt limitate în altitudine pînă la 500 m, iar în orizontală pînă la 20 km.

În zonele de dealuri și de munte, din cauza încălzirii inegale a pantelor și văilor de către Soare, se nasc ziua vînturile de vale, care bat dinspre vale spre creastă, iar noaptea vînturile de munte, care acționează dinspre creastă spre vale.

Acțiunea în înălțime a acestor curenți se extinde pe o porțiune de 200—500 m.

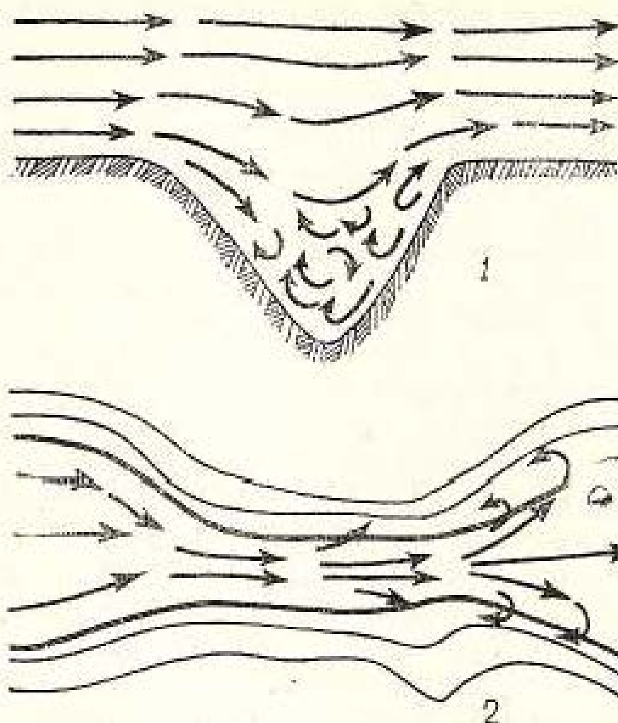


Fig. 31. — Scurgerea aerului perpendicular pe o vale (1) şi de-a lungul unei văi (2).

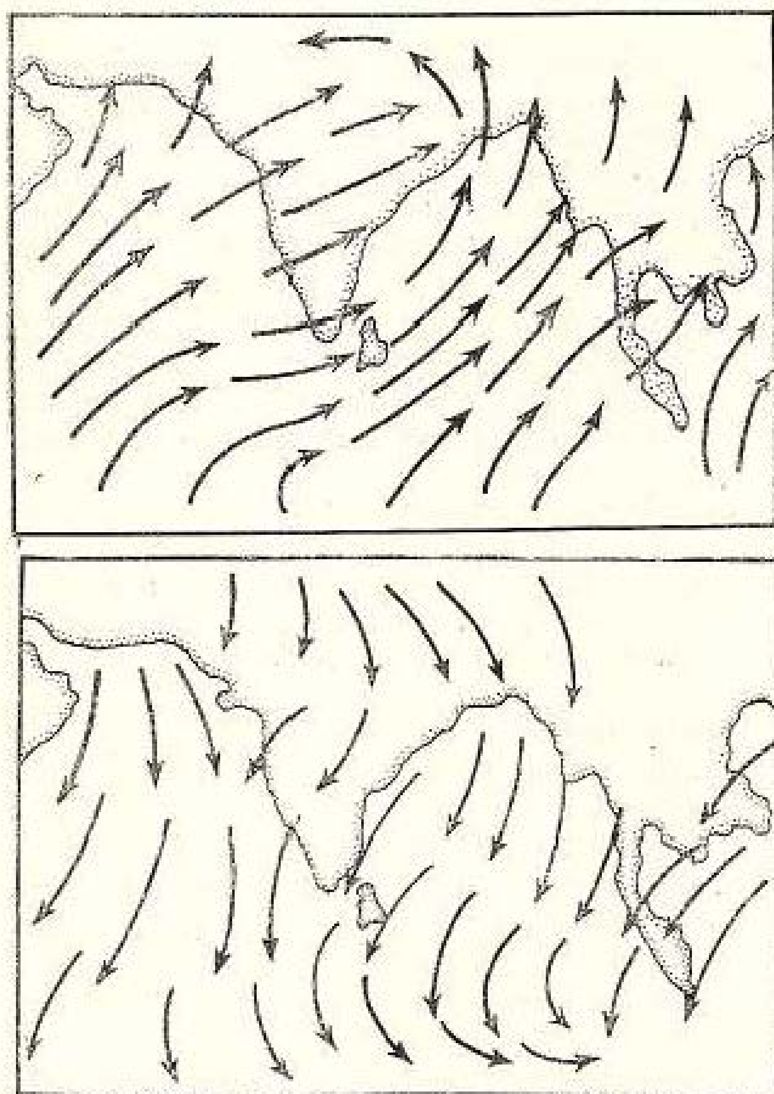
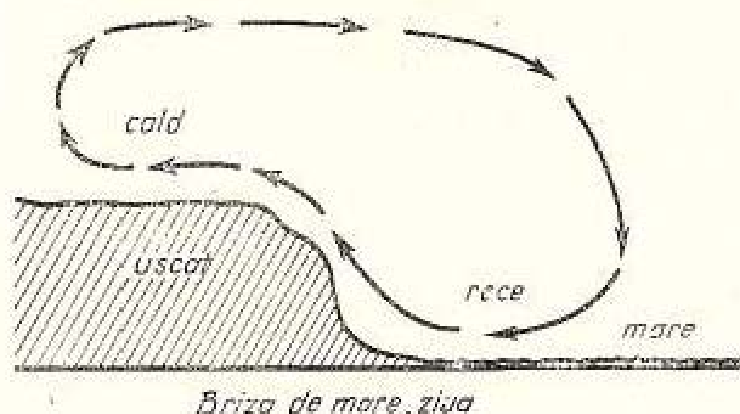


Fig. 32. — Musonul indian de vară.

Fig. 33. — Musonul indian de iarnă.

Din cauza neomogenității suprafeței terestre și a modului de încălzire diferențiat se pot naște mișcări locale ale aerului, ca de exemplu, între pădure și cîmpie, deasupra lacurilor, rîurilor, luncilor, ora-



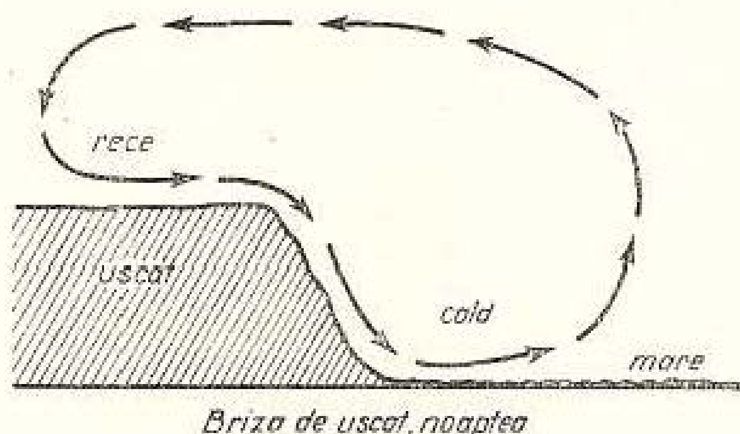


Fig. 34. — Briza de mare și de uscat.

șelor etc., care pot influența zborul unor avioane și produce chiar accidente. Dacă vînturile locale au același sens ca vîntul de gradient baric din regiune, ele îl amplifică, iar dacă au sens contrar, îl diminuează.

3.6. SCHIMBARILE DE STARE A APEI: EVAPORARE, CONDENSARE, SOLIDIFICARE

În natură, apa se află în stare solidă, lichidă și gazoasă.

a) Sub formă solidă, ea se găsește ca gheață compactă la sol, iar sub formă de cristale, fulgi de zăpadă sau bucăți de gheață (grindină) în nori și în aerul atmosferic.

b) Sub stare lichidă în mări și oceane, rîuri și lacuri, în sol, în plante și în nori.

c) Sub formă gazoasă sau de vapori în aerul atmosferic.

Se știe că apa poate să-și schimbe cele trei stări, în urma unor procese fizice, trecînd din una în alta.

3.6.1. **Evaporarea.** Fenomenul fizic de trecere a apei din stare lichidă în stare gazoasă (vapori) se numește evaporare. Evaporarea se face cu consum de căldură și pentru un gram de apă sînt necesare aproape 600 de calorii. Căldura consumată se numește „căldură latentă de evaporare".

Evaporarea depinde de temperatură, de dimensiunile suprafeței și de starea de agitație a aerului. Evaporarea contribuie la dispariția norilor și împiedică uneori căderea precipitațiilor.

3.6.2. **Condensarea.** Este fenomenul prin care apa trece din stare gazoasă în stare lichidă. În acest caz se degajă o cantitate de căldură numită „căldură latentă de condensare".

Pentru ca să se producă condensarea este necesar ca în prealabil vaporii de apă să ajungă într-un stadiu de saturație și chiar de ușoară suprasaturație.

Aceasta se poate realiza prin răcire, adică prin scăderea temperaturii, pînă se ajunge la temperatura de rouă.

Răcirea în natură poate avea loc prin :

— detentă (destindere — trecere la un volum mai mare și la o presiune mai mică) ;

— amestec cu aer mai rece ;

— radiație ;

— contact cu o suprafață rece.

În atmosferă, ca să se producă condensarea, mai este necesar să existe nuclee de condensare (particule higroscopice, pulberi fine, ioni).

3.6.3. **Solidificarea — topirea.** Solidificarea se numește fenomenul prin care apa lichidă trece în stare solidă. Procesul are loc atunci cînd temperatura scade sub 0°C. Transformarea apei în gheață este însoțită de o eliberare de căldură, cîte 80 de calorii pentru 1 g („căldură latentă de solidificare").

Fenomenul invers solidificării, adică trecerea apei din stare solidă în stare lichidă, poartă numele de topire.

Un fenomen aparte, o abatere de la legea solidificării apei, este acela al menținerii, în anumite cazuri, a apei în stare lichidă la temperaturi inferioare lui 0°C. Fenomenul poartă denumirea de suprarăcire sau suprafuziune. În nori, picăturile de apă se pot menține în stare lichidă uneori pînă aproape de —40°C. Această stare de echilibru poate fi distrusă, dacă un avion vine în contact cu picăturile suprarăcite, în acest caz producîndu-se givrarea avionului.

3.6.4. **Sublimarea.** Prin sublimare se înțelege fenomenul de trecere directă a vaporilor de apă în stare de cristale.

Uneori se produc abateri de la regulă, în sensul că deși atmosfera este suprasaturată cu vapori de apă și condițiile de temperatură sînt satisfăcute, sublimarea nu se produce. Este un caz de echilibru instabil, care poate fi distrus prin apariția nucleelor de sublimare.

Un caz tipic sînt fenomenele numite impropriu trene de condensare, produse de avioanele care zboară la mare altitudine. La nivelul de zbor, atmosfera este suprasaturată cu vapori de apă și trena de cristale de gheață apare în urma avionului prin faptul că în gazele de eșapament există ioni și particule de funingine, care răstoarnă echilibrul vaporilor de apă.

Noțiunea de sublimare este folosită și pentru fenomenul invers celui expus mai sus. În acest caz are loc trecerea directă a apei din faza solidă în stare de vapori.

3.6.5. **Hidrometeori.** Datorită fenomenelor prezentate mai înainte se pot produce pe sol, pe obiectele de pe sol sau în aerul de lîngă sol, așa-numitele meteoare apoase (hidrometeori) în stare lichidă sau solidă. Dintre acestea amintim :

— roua : picături ce se formează în nopțile senine, pe obiectele de pe sol sau aflate în apropierea acestuia, prin condensarea vaporilor de apă ;

— bruma : depunerea de gheață cu aspect cristalin pe sol sau pe obiectele de pe sol, pe acoperișuri, cînd temperatura aerului este sub 0°C. Bruma se produce prin sublimare, în nopțile senine ;

— chiciura (promoroaca) : depunere de gheață sub formă granulară și cu ramificații cristaline pe obiectele de pe sol, cînd există ceață și temperatura este inferioară lui 0°C. Depunerea este mai abundentă pe părțile expuse vîntului. Pe avioanele în zbor se poate produce un astfel de hidrometeor, purtînd denumirea de *givraj ;*

— polei : depunere de gheață, de regulă omogenă și transparentă, provenind din înghețarea picăturilor de burniță sau de ploaie, pe sol sau pe obiectele a căror suprafață are o temperatură inferioară sau egală cu 0°C. Picăturile de burniță sau de ploaie trebuie să fie în stare de suprarăcire. Se poate produce și pe avioanele în zbor, constituind un pericol. Pe sol, împiedică aterizarea și decolarea ;

— ceața : suspensie de mici picături de apă în atmosferă lîngă sol, reducînd vizibilitatea orizontală sub 1 km. Uneori, ceața poate fi constituită din cristale mici de gheață, capabile să dea naștere la fenomene optice. Stînjenește zborul și manevrele avioanelor la sol.

3.7. NORII

Norul este definit ca fiind un ansamblu (o îngrămădire vizibilă) de foarte mici particule de apă lichidă sau de gheață (cristale, fulgi) suspendate în atmosferă. De foarte multe ori, particulele de apă lichidă sau de gheață pot fi asociate, iar dimensiunile lor mari. Aspectul norilor depinde de natura, dimensiunile, numărul și repartiția particulelor constitutive, precum și de lumina pe care o primește și poziția din care este observat.

Condițiile pentru formarea norilor sînt condensarea și sublimarea vaporilor de apă, care trebuie să aibă un stadiu de saturație avansat și să conțină nuclee de condensare (sublimare).

Condensarea și sublimarea implică răcire și aceasta se poate realiza în natură prin procesele de :

— radiație ;
— convecție ;
— mișcare ascendentă-alunecare ;
— amestec.

Mecanismul de formare a norilor și cauzele respective sînt destul de complexe, uneori intervenind mai multe procese. De altfel, însăși masele de aer pot prezenta, din punct de vedere termodinamic, stări de echilibru diferite.

1. Radiația nocturnă produce inversiuni termice și, sub aceste inversiuni, aerul poate atinge stadiul de condensare și de formare a unei pături de nori. Un exemplu clasic este însăși ceața, care, în fond, este un nor la sol. În timpul zilei, din cauza încălzirii aerului, norii de radiație formați în cursul nopții dispar treptat sau rămîne un strat subțire. În timpul iernii, în zonele unde există o distribuție barică anticiclonică, inversiunea termică este amplificată și pătura de nori formată nu dispare în cursul zilei. Limita superioară a lor atinge pînă la 2 000 m și în timpul zilei ea coboară treptat, diminuînd grosimea stratului de nor, prin disiparea lor în partea de deasupra.

2. Procesele de convecție pot fi de ordin termic sau dinamic. În ambele cazuri se produc mișcări cu un pronunțat caracter vertical. Convecția termică are un caracter local, pe cînd cea dinamică este frontală.

Cauza convecției termice este încălzirea neomogenă a suprafeței terestre. Terenurile nisipoase, pămîntul uscat, rocile, clădirile sau cîmpurile cu grîu se încălzesc mai repede și mai puternic decît pădurile, terenurile mlăștinoase, rîurile sau lacurile.

Din aceste cauze apar curenți de convecție ascendenți, care, atingînd nivelul de condensare, fac să se nască nori de tip „Cumulus"

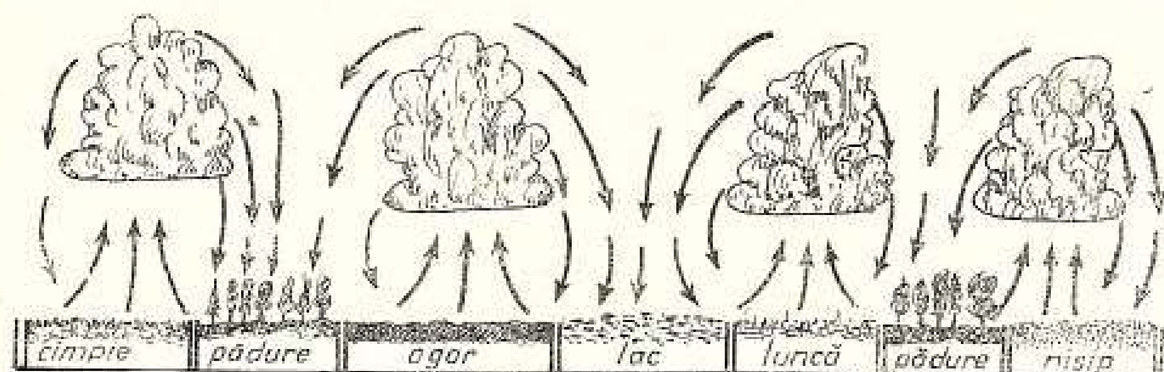


Fig. 35. — Mișcare de convecție termică și formarea norilor *Cumulus.*

(fig. 35). Aceștia, prin alimentare, se pot dezvolta, atingînd înălțimi și dimensiuni mari. În această situație, aerul are un caracter de echilibru instabil.

Acțiunea dinamică constă în aceea că o masă de aer rece care se deplasează rapid, întîlnind o masă de aer cald, o forțează să se ridice

brusc. Se produce o detentă, o răcire și deci o condensare, din care rezultă nori de tip cumuliform, de dimensiuni mari și care sînt migratori.

3. Procesul de ascendență prin alunecare poate fi de natură orografică și frontală.

Sub acțiunea vîntului, aerul întîlnind un munte urcă pe pantă. Temperatura lui scade treptat, umezeala crește și începe procesul de

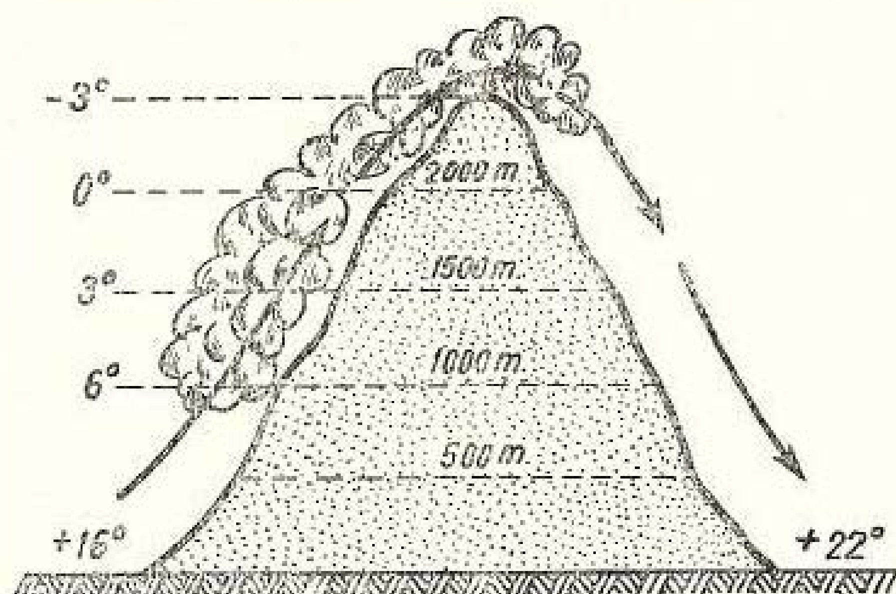


Fig. 36. — Fenomenul de „föhn" — variația adiabatică a temperaturii datorită pantelor.

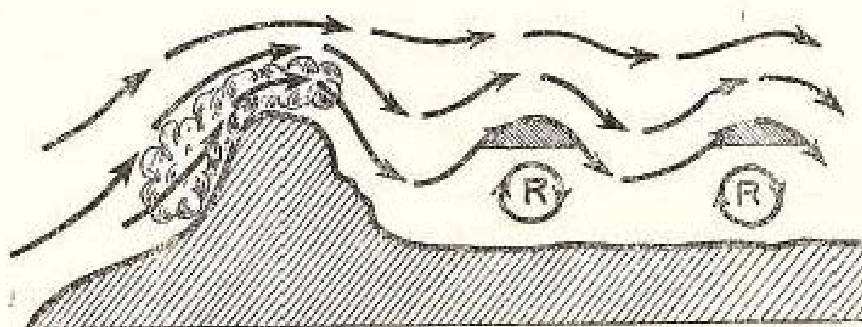


Fig. 37. — Nori de pantă, „unde staționare" de tip rotori și *Ac* lenticulari.

condensare a vaporilor de apă, formîndu-se nori din care pot cădea precipitații. După escaladarea crestei, aerul coboară, temperatura lui crește și norii dispar. În acest caz avem de-a face cu așa-numitul fenomen de „föhn" și, uneori, în zona de sub vînt, apar „undele staționare" de munte, cu anumite forme de nori tipici (rotori și lenticulari) (fig. 36 și 37 ; planșele XXXII și XXXIII).

În situațiile „frontale", aerul cald alunecă deasupra celui rece, de-a lungul unei pante, dînd naștere la sisteme de nori de mare extindere.

4. Procesul de amestec constă în aceea că uneori o masă de aer cald și umed se amestecă cu aerul rece și o parte din vaporii de apă se condensează, formînd nori sau ceață.

3.7.1. **Clasificarea norilor.** Ultima clasificare a norilor, efectuată în 1956, cuprinde 10 genuri (grupe principale), 14 specii și 9 varietăți. Cele zece genuri sînt : *Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus* și *Cumulonimbus.*

În mod convențional, norii *Cirrus, Cirrocumulus* și *Cirrostratus* fac parte din etajul superior, ale cărui limite sînt între 5 și 13 km ; din etajul mijlociu fac parte nori *Altocumulus,* cu limitele între 2 și 7 km, iar din etajul inferior, *Stratocumulus* și *Stratus,* cu limitele între suprafața solului și 2 000 m. Norii *Altostratus* aparțin de obicei etajului mijlociu, însă ei se extind și în etajul superior. Norii *Nimbostratus* se observă aproape totdeauna în etajul mijlociu, dar se pot găsi și în celelalte etaje. Norii *Cumulus* și *Cumulonimbus,* în mod obișnuit au bazele în etajul inferior, însă vîrfurile lor pot pătrunde în etajul mijlociu și în cel superior.

3.7.2. **Descrierea norilor.** 1. *Cirrus (Ci)* sînt nori separați, în formă de filamente, bancuri sau benzi albe. Au aspect fibros și strălucire mătăsoasă. Sînt constituiți din cristale de gheață și destul de transparenți.

Ca specii se pot menționa : *fibratus* — filamente ; *uncinus* — în forme de virgule, cîrlige, ghiare ; *spissatus* — în formă de snop, tufă, flamă (provin din partea superioară a norului *Cumulonimbus* (planșele I și II).

2. *Cirrocumulus (Cc)* sînt nori în bancuri sau pături, compuși din elemente mici în formă de granule, valuri, riduri, dispuse mai mult sau mai puțin regulat. Sînt constituiți și ei din cristale de gheață (planșa III).

3. *Cirrostratus (Cs)* arată ca un voal noros transparent și albicios, cu aspect fibros sau neted, acoperind parțial sau integral cerul. În general produce fenomenul optic „halo" și este constituit din cristale de gheață (planșa IV).

4. *Altocumulus (Ac),* în bancuri, pături, grămezi sau șiruri de nori, de culoare albă sau gri, avînd umbre proprii. În general este compus din picături de apă, dar conține uneori și cristale de gheață. Produce cîteodată irizații și fenomenul de coroană (planșele V și VI).

Ca specii de *Altocumulus* se pot menționa : *lenticularis* — în formă de linte, țigară de foi, sînt deseori nori de undă (orografici), dînd indicații prețioase asupra existenței undelor de munte și a fenomenului de turbulență, importante pentru avioane (planșa XXXII) : *castellanus* — specie care prezintă la partea superioară mici turnulețe sau creneluri, dinți de ferăstrău. La nivelul lor există instabilitate și ei sînt prevestitori de oraje (planșa VII) ; *floccus* — mici grămezi, bulgărași, destrămați la partea inferioară. Denotă instabilitate și sînt premergători orajelor (planșa VIII).

5. *Altostratus (As)* este un strat sau o pătură de nori de nuanță albăstruie sau cenușie, cu aspect striat, fibros sau uniform, acoperind în întregime sau parțial cerul. Prezintă părți destul de subțiri, prin care se poate vedea vag, ca printr-un geam mat, Soarele. Nu prezintă fenomenul de „halo". Are o întindere foarte mare, orizontală, de mai multe sute de km, iar pe verticală, grosimea lui atinge sute sau chiar mii de metri.

Din norii *Altostratus* cad uneori precipitații, care pot atinge solul, deși de multe ori se evaporă înainte de a ajunge la sol *(virga)* (planșa IX).

6. *Nimbostratus (Ns)* este un strat noros gri, sumbru, al cărui aspect vaporos se datorează căderilor de ploaie sau de ninsoare, cu caracter continuu, care ating solul. Grosimea lui este destul de mare și el maschează Soarele. Sub baza inferioară apar deseori nori deșirați, zdrențăroși, care pot fi sudați de el. *Nimbostratus* acoperă regiuni vaste și posedă o mare extindere verticală. Este constituit în general din picături de apă (adesea subrăcită), uneori din cristale și fulgi de zăpadă, iar alteori dintr-un amestec de particule lichide și solide. Din el poate cădea ploaie, zăpadă sau granule de gheață. Norul *Nimbostratus* se formează prin îngroșarea și coborîrea norului *Altostratus* (planșa XI).

7. *Stratocumulus (Sc)* sînt sub formă de banc, grămadă sau pătură de nori gri sau albicioși, avînd unele părți sumbre (întunecate), compuse din plăci, bolovani sau rulouri, care pot fi sau nu sudate între ele. Nu au aspect fibros. Stratocumulii sînt constituiți din picături de apă sau din zăpadă grăunțoasă. Nu dau precipitații decît rareori și în mică cantitate (planșele XII și XIII).

8. *Stratus (St)* este o pînză noroasă, în general de culoare cenușie, cu baza destul de uniformă. Este un nor foarte jos și cu o grosime mică. Uneori, el este destrămat în fîșii neregulate. Se compune din mici picături de apă, dar iarna din mici particule de gheață. Din el pot cădea precipitații slabe, sub formă de burniță, zăpadă grăunțoasă sau ace de gheață.

Poate să apară ca un nor anexă *(pannus)* sub As Ns, sau Cb (planșele XIV și X).

9. *Cumulus (Cu)* sînt nori separați, sub formă de movile, cupole sau turnuri, avînd conturul bine delimitat și care se dezvoltă mai mult vertical. Regiunea lor superioară este rotunjită și deseori seamănă cu o conopidă. Au o culoare albă-strălucitoare, iar baza lor este întunecată și mai mult orizontală.

Norii *Cumulus* apar prin curenții de convecție, de formațiune verticală, care pot fi creați prin insolație sau prin advecție (transport), asociată cu o expansiune rapidă pe verticală.

Cei locali au o evoluție diurnă caracteristică deasupra uscatului; ei apar la cîteva ore după răsăritul Soarelui, ating maximul de dezvoltare după amiază, iar seara dispar.

Deasupra mării, dezvoltarea lor este slabă și ei se produc mai ales spre sfîrșitul nopții, în a doua jumătate a verii și către toamnă, în

regiunile temperate. Pe litoral, formarea norilor *Cumulus* este favorizată de briză.

Din punctul de vedere al constituției fizice, norii *Cumulus* conțin cu deosebire picături de apă.

Norii *Cumulus* se pot prezenta sub forma următoarelor specii : a) *Cumulus humilis (Cu hum)*, de dimensiuni mici și cu o slabă dezvoltare verticală. Par niște grămezi mărunte de vată. Nu dau precipitații (planșa XV) ; b) *Cumulus mediocris (Cu med)* au o extindere verticală moderată și vîrfurile lor sînt mai dezvoltate. Nu dau precipitații. Provin din *Cu hum* ; c) *Cumulus congestus (Cu con)* au o extindere verticală mare, conturul bine pronunțat și sînt într-o continuă frămîntare. Aspectul lor este al unei conopide mari, din care se pot înălța turnuri. Dacă se unesc mai mulți *Cu con*, iau aspectul unor munți de culoare albă-strălucitoare, care clocotesc.

Această specie poate da precipitații sub formă de averse, abundente în zonele tropicale. Vîrfurile lor ating 4—6 km în înălțime (planșele XVII și XVIII).

10. *Cumulonimbus (Cb)* sînt nori denși și puternici, cu o extindere verticală foarte mare. Pot atinge înălțimi pînă la 10—12 km, iar la tropice peste 15 km. Au forma unor munți sau turnuri enorme, a căror bază cuprinde o suprafață vastă.

Prin dimensiunile, prin forma și prin culoarea lor întunecată, acești nori sînt impresionanți.

Vîrfurile lor sînt fibroase de regulă, striate, alcătuite din nori ciriformi, cu aspect de nicovală sau evantai ; în această formă, ei reprezintă stadiul de dezvoltare maximă. Baza poate coborî jos de tot și este dublată de nori destrămați.

Sînt constituiți din picături de apă, apă în stare de suprarăcire, fulgi de zăpadă, măzăriche și grindină. Nicovala (evantaiul) conține cristale de gheață.

Cumulonimbii se prezintă fie izolat, fie dispuși într-un șir continuu, asemănător unei vaste zidării.

Cumulonimbii provin din *Cumulus congestus*, însă uneori ei se pot dezvolta și din *Altostratus* sau *Nimbostratus*.

Speciile sub care se prezintă cumulonimbii sînt : a) *Cumulonimbus calvus (Cb cal)* nu prezintă aspect fibros sau striat. Din el pot cădea precipitații sub formă de averse (planșa XIX) ; b) *Cumulonimbus capillatus (Cb cap)*, caracteristic prin structura fibroasă, are la partea superioară o nicovală sau un evantai de natură ciriformă (planșele XX și XXI).

În mod obișnuit, ei dau averse sau oraje, însoțite deseori de vijelii și uneori de grindină.

3.7.3. **Nebulozitatea și plafonul.** Prin nebulozitate se înțelege porțiunea din bolta cerului pe care o acoperă norii.

Ea se măsoară prin apreciere vizuală sau instrumental, cu „nefoscopul", cantitatea exprimîndu-se în optimi (octa) sau zecimi din bolta cerească.

O altă mărime caracteristică a norilor este plafonul, noțiune prin care, în mod obișnuit, se înțelege înălțimea bazei inferioare a norilor față de sol. Plafonul se exprimă în metri sau picioare și se poate măsura prin apreciere vizuală sau instrumental (cu balonul de plafon, cu proiectorul de nori, cu telemetrul, cu ceilometru — care poate înregistra continuu) și cu avionul.

Graficele datelor din radiosondaj permit să se determine atît plafonul, cît și grosimea sau vîrfurile norilor. În cazul norilor de convecție termică, plafonul se poate afla prin calcul sau cu ajutorul nomogramelor.

Pentru aviație, norii prezintă o importanță foarte mare, căci plafonul lor mic stînjenește sau chiar împiedică decolarea și aterizarea. Norii obligă, cînd se trece prin ei, să se recurgă la zbor instrumental (IFR), căci nu permit să se zboare la vedere (VFR).

De altfel, norii prin natura lor pot crea uneori condiții periculoase pentru zborul avioanelor, din cauza givrajului, turbulenței, orajelor, grindinei și chiar din cauza precipitațiilor pe care le provoacă.

3.8. PRECIPITAȚII

Prin precipitații se înțelege apa care cade din nori, indiferent de forma (starea) sub care se prezintă — lichidă sau solidă. Ele fac parte din categoria hidrometeorilor. Dintre precipitații amintim :

1. *Burnița :* picături mici și dese de apă. Diametrul lor este sub 0,5 mm. Viteza lor de cădere, ca și cantitatea de apă rezultată sînt reduse. Burnița cade din nori *Stratus*. Ea prezintă pericol cînd îngheață, formînd polei.

2. *Ploaia :* picături de apă cu un diametru mai mare de 0,5 mm. Picăturile sînt dispersate și au o viteză de cădere de peste 2 m/s. În mod obișnuit, ploaia cade din norii *Altostratus* și *Nimbostratus*. Prezintă pericol pentru aviație, atunci cînd cade sub formă de ploaie care îngheață.

3. *Zăpada (ninsoarea) :* cristale ramificate, uneori sub formă de steluțe. Cînd sînt aglomerate iau aspectul de fulgi sau flocoane. Provine din aceiași nori ca și ploaia.

4. *Lapovița :* precipitație formată dintr-un amestec de picături de apă și zăpadă.

5. *Măzărichea* : grăunțe de gheață, de formă aproape sferică, cu un diametru sub 5 mm.

6. *Grindina :* particule sau bucăți de gheață cu un diametru între 5 și 50 mm. Uneori are un aspect de plăci sau blocuri. Este produsă de norii *Cumulonimbus*.

7. *Aversă :* precipitații lichide sau solide, care cad din norii cumuliformi *(Cumulus congestus* și *Cumulonimbus)*. Particulele sînt mari și cantitatea poate fi abundentă. Există averse de ploaie, averse de zăpadă și averse de grindină.

3.8.1. **Unități de măsură și aparate.** Cantitatea de precipitații căzute se măsoară cu ajutorul unui aparat, numit pluviometru (fig. 38), în care

se colectează apa în cădere. Pluviometrele înregistratoare se numesc pluviografe (fig. 39).

Unitatea de măsură pentru precipitații este litrul/m² sau echivalentul său în mm. În cazul zăpezii se măsoară și grosimea stratului căzut.

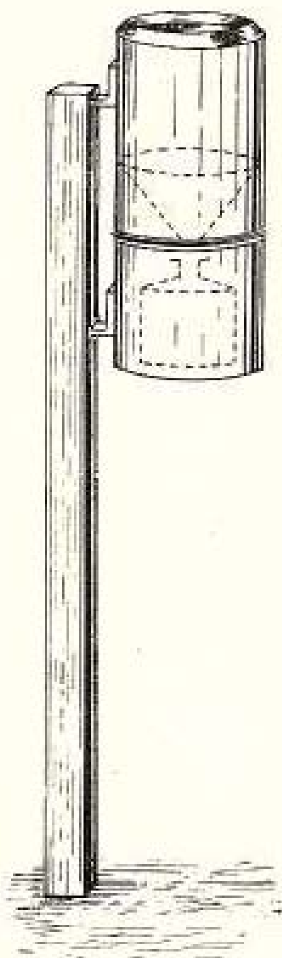


Fig. 38. — Pluviometru.

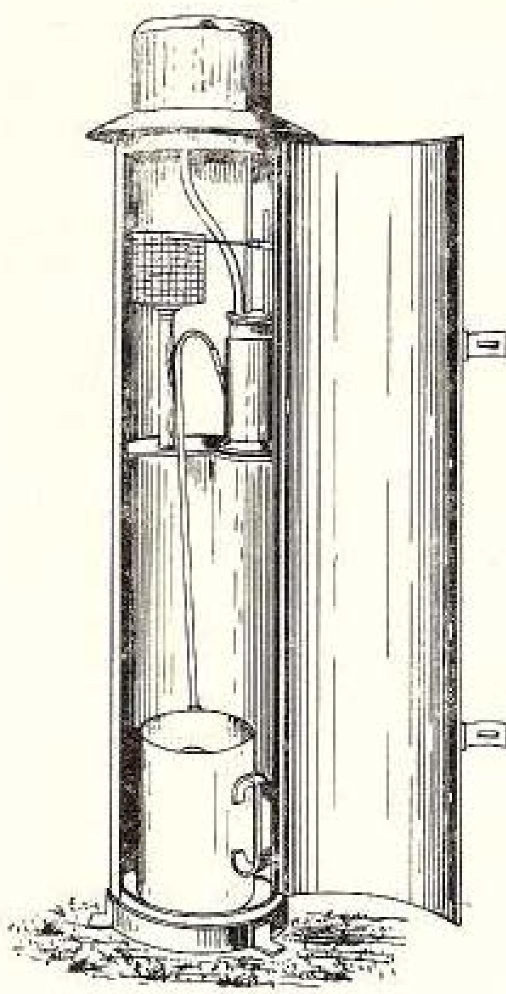


Fig. 39. — Pluviograf (pluviometru înregistrator).

3.9. LITOMETEORI

Litometeorii sînt constituiți dintr-un ansamblu de particule mai mult solide, care se găsesc în atmosferă în stare de suspensie (plutire). Vîntul și curenții aerieni verticali contribuie la formarea lor. Dintre litometeori se amintesc :

1. *Picla :* particule uscate, extrem de mici, invizibile cu ochiul liber și destul de numeroase, ce se găsesc în suspensie în aer, căruia îi dau un aspect opalescent.

2. *Transportul de praf sau de nisip :* particule de praf sau nisip fin, ridicate de vîntul puternic și turbulent la o mică înălțime deasupra solului.

3. *Furtuna de praf sau de nisip :* ansamblu de particule de praf sau de nisip, în cantitate mare, ridicate de la sol de un vînt puternic și turbulent, pînă la mari înălțimi.

Praful sau nisipul ridicat la înălțime poate fi transportat pe distanțe de sute de kilometri. Interesant este aspectul pe care îl prezintă furtuna de praf sau de nisip, în partea ei anterioară, care seamănă cu un zid (perete) uriaș, mișcător. Acest zid este însoțit deseori de un *Cumulonimbus* care poate fi mascat.

4. *Vîrtejul de praf sau nisip :* praful sau nisipul ridicat de la sol sub forma unei coloane turbionare, avînd axul aproape vertical și un diametru redus. Se produce din cauza insolației puternice și a instabilității aerului de lîngă sol.

Pentru aviație, litometeorii prezintă dezavantajul că reduc vizibilitatea, iar furtunile de praf sau nisip împiedică aterizările și decolările, determinînd, uneori, în altitudine, accidente grave.

3.10. FOTOMETEORI

Fotometeorii sînt fenomene optice (luminoase) din atmosferă, create de reflecția, refracția, difracția sau interferența razelor de lumină solară sau lunară. Printre fotometeori se numără :

1. *Haloul :* cerc sau arc de cerc luminos care se produce în jurul Soarelui sau Lunii, atunci cînd există nori ciriformi (cristale de gheață).
2. *Coroana :* o serie de inele colorate, centrate în jurul Soarelui sau Lunii. Se produce cînd există un strat de pîclă umedă, ceață sau un nor subțire. Aici are loc difracția luminii.
3. *Gloria :* una sau mai multe serii de inele colorate, observate în jurul umbrei proprii, produse de difracția luminii de către micile picături de apă sau ceață.
4. *Curcubeul :* arce de cerc concentrice, formate pe un ecran din picături de apă în atmosferă, de către razele Soarelui. Poziția Soarelui este opusă ecranului.
5. *Mirajul :* perceperea imaginii unor obiecte îndepărtate, sub formă simplă sau multiplă, dreaptă sau răsturnată, mărită sau redusă în sens vertical.

3.11. ELECTROMETEORI

Electrometeorii sînt manifestări vizibile sau audibile ale electricității atmosferice. Se cunosc următorii electrometeori :

1. *Orajul :* descărcarea bruscă a electricității atmosferice, manifestată printr-o lumină scurtă și intensă (fulger) și printr-un zgomot sec și scurt sau un uruit prelung (tunet).

Fulgerul poate avea un aspect liniar sau de benzi șerpuitoare cu ramificații. Uneori, aspectul lui este globular sau sub formă de pară, cu un diametru de 10—20 cm.

Orajele prezintă un pericol complex pentru avioanele în zbor și detectarea lor la distanțe de 200—400 km, cu ajutorul radarului de bord

sau a celui de pe sol, constituie un sprijin deosebit de prețios în evitarea situațiilor critice.

Cu ajutorul radarului se pot detecta zonele de averse de ploaie și de grindină, legate de norii *Cumulonimbus*.

2. *Focul Sfîntului Elm* : — o descărcare electrică luminoasă sub formă de raze, cu aspect de pămătuf (snop), de culoare violetă sau verzuie. Se produce la suprafața unor corpuri, de exemplu aeronava în zbor, cînd cîmpul electric din jurul lor este ionizat. Se observă noaptea.

3. *Aurorele polare:* fenomene luminoase care apar în atmosfera înaltă sub formă de arcuri, benzi sau draperii, colorate foarte frumos în galben, verde, roșu sau violet. Ele se produc prin acțiunea particulelor încărcate cu electricitate, emise de Soare în timpul erupțiilor cromosferice, asupra gazelor rarefiate de la mari altitudini și prin acțiunea conjugată a cîmpului magnetic terestru.

3.12. ATMOSFERE TIP O.A.C.I. (STANDARD)

În capitolul despre presiunea aerului s-a arătat cum că aceasta descrește în altitudine și că barometrele pot fi folosite pentru măsurarea altitudinilor.

În realitate, descreșterea presiunii în înălțime nu este un fenomen atît de simplu, nefiind uniformă, ca în cazul apei. Aceleiași diferențe de presiune îi corespund, la niveluri diferite, distanțe diferite. Variația presiunii este în funcție de temperatură. Pe de altă parte, densitatea variază și ea în raport invers cu temperatura.

Pentru navigația aeriană, în care utilizarea altimetrelor este obligatorie, mai cu seamă în zborul instrumental, s-a căzut de acord pe plan internațional ca, pentru etalonarea altimetrelor și pentru o serie de calcule necesare în aviație, să se adopte, convențional, așa-numita „atmosferă-standard" sau „atmosferă tip O.A.C.I."[1]

Pentru stabilirea „atmosferei-standard" s-a pornit de la o serie de valori mijlocii (normale) ale elementelor meteorologice observate la sol și în altitudine, în regiunile temperate (fig. 40) :

1. Ca presiune inițială la nivelul mării s-a considerat valoarea de 1 013,2 mb sau 760 mm.
2. Ca temperatură a aerului, la nivelul mării, 15°C.
3. Ca densitate a aerului, la nivelul mării, 1,225 kg (masă)/m³.
4. Ca gradient vertical de temperatură în troposferă, 0,65°C/100 m.
5. Ca altitudine a tropopauzei, 11 000 m.

Trebuie să menționăm că, în prezent, atmosfera-standard (tip O.A.C.I.) a fost extinsă pînă la 32 000 m.

În tabelul 7 sînt conținute valorile numerice, pentru unele altitudini, ale unor elemente meteorologice.

3.12.1. **Altimetrie.** Altimetrele, construite pe principiul barometrului aneroid (metalic), sînt folosite pentru a indica înălțimile în funcție de presiune.

---

[1] Organizația internațională a aviației civile.

Ele au un cadran, pe care sînt înscrise altitudinile standard, corespunzătoare valorilor de presiune. Presiunea se poate citi printr-o mică ferestruică a cadranului. Înălțimile sînt indicate de ace (indicatoare mobile). Altimetrele sînt gradate pentru presiuni în mm, mb sau inches, iar înălțimile în metri sau picioare *(feet)*.

Altimetrul este prevăzut cu un dispozitiv (buton) de reglaj, pentru a schimba poziția scării altimetrice, în funcție de presiune.

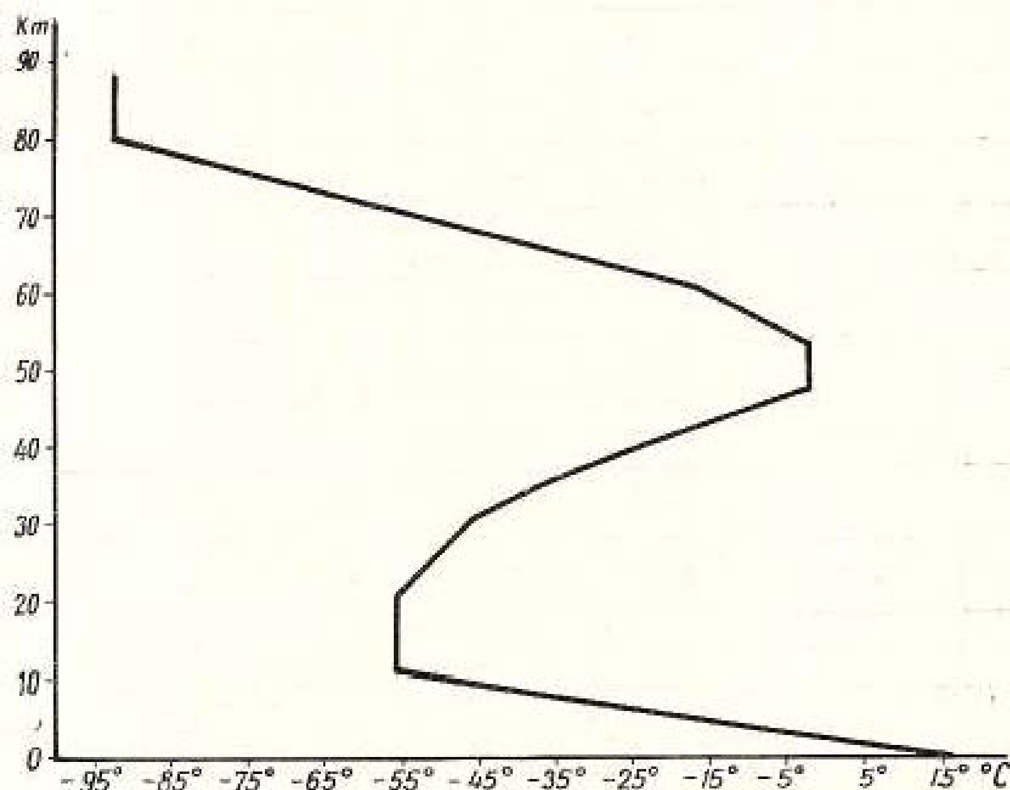


Fig. 40. — Temperatura standard, în funcție de altitudine pînă la 90 km.

Din cauza variației presiunii este obligatoriu ca, înainte de decolare, altimetrul să fie controlat și reglat.

Pentru a păstra în timpul zborului un anumit nivel, care în fond corespunde unei anumite suprafețe izobarice, altimetrul trebuie calat (reglat) în prealabil pe presiunea standard (tip) 1 013,2 mb sau 760 mm.

Calarea altimetrelor se mai poate face după următoarele presiuni :

1. „QFE" reprezintă presiunea la nivelul aerodromului. Pentru aterizări, acest sistem de presiune este bun, căci în zona apropiată a aeroportului se poate cunoaște înălțimea la care avionul se află deasupra pistei.

Dezavantajul în timpul zborului este acela că altimetrul nu indică instantaneu altitudinea avionului față de cea a reliefului solului sau a obstacolelor peste care zboară. Necesită deci calcule pentru comparare, știind că punctul de referință a fost nivelul aerodromului.

Tabelul 7

Altitudinea în metri	Temperatura în gr. Celsius	Presiunea în milibari	Presiunea în milimetri	Variația presiunii		Densitatea în kg (masă) m³
				în milibari	în milimetri	
0	15,0	1 013,2	760,0	—	—	1,225
1 000	8,5	898,8	674,1	114,5	85,9	1,112
2 000	2,0	795,0	596,2	103,8	77,9	1,006
3 000	— 4,5	701,1	525,8	93,9	70,4	0,909
4 000	—11,0	616,4	462,3	84,7	63,5	0,819
5 000	—17,5	540,2	405,2	76,2	57,1	0,736
6 000	—24,0	471,8	353,9	68,4	51,3	0,660
7 000	—30,5	410,6	308,0	61,2	45,9	0,589
8 000	—37,0	356,0	267,0	54,6	41,0	0,525
9 000	—43,5	307,4	230,6	48,6	36,4	0,466
10 000	—50,0	264,4	198,3	43,0	32,3	0,413
11 000	—56,5	226,3	169,7	38,1	28,6	0,364
12 000	—56,5	193,3	145,0	33,0	24,7	0,311
15 000	—56,5	120,4	90,3	24,3	18,2	0,195
20 000	—51,5	54,7	41,0	13,1	9,9	0,089
25 000	—51,5	25,1	18,8	5,9	4,4	0,040
30 000	—46,5	11,3	8,5	4,3	3,3	0,018
32 000	—44,5	8,7	6,5	1,3	1,0	0,013

Valori ale elementelor meteorologice după atmosfera tip OACI (Standard).

2. „QFF“ este presiunea redusă la nivelul mării, în funcție de temperatura aerului în momentul măsurării presiunii.

Din cauză că altimetrul are scala stabilită după atmosfera standard (tip) este normal că atunci cînd temperatura diferă față de cea de 15°C, instrumentul să nu dea indicații suficient de exacte. În caz de aterizare pe pistă, altimetrul ar trebui să indice altitudinea pistei (aerodromului) care, în realitate, diferă din cauza situației barice și termice.

Din aceste motive, calarea pe QFF nu mai este practicată, deși în timpul zborului ar putea da indicații destul de bune și rapide de comparație între altitudinea avionului și cea a reliefului.

3. „QNH“ reprezintă presiunea redusă la nivelul mării pentru temperatura tip O.A.C.I., de 15°C.

Dacă avionul se află pe aerodrom și altimetrul se reglează pe QNH, instrumentul va indica altitudinea topografică a aerodromului.

Între QNH și QFF, diferența este destul de mică, dacă temperatura aerului este apropiată de 15°C.

Folosirea presiunii QNH pentru aterizare prezintă dezavantajul că trebuie să se calculeze înălțimea avionului față de aerodrom (pistă).

Avioanele fiind prevăzute cu două altimetre, se poate lucra bine și rapid, folosind cele două metode : QNH și QFF.

Pentru o regiune de control și de dirijare a zborurilor se poate folosi de către avioane un QNH unic, regional. În acest caz dispunem de un control clar asupra distanțelor de reperare pe verticală a avioanelor aflate în zbor.

3.12.2. **Radioaltimetrul.** Pentru a măsura înălțimea la care se găsește avionul față de un punct de pe sol se poate folosi altimetrul radioelectric sau altimetrul radar. Instrumentul se bazează pe principiul radiolocației. Se emit din avion unde electromagnetice ultrascurte și după ce acestea sînt reflectate de sol, se înapoiază la avion și sînt recepționate. Diferența de timp între emitere și recepția undelor este indicată pe un ecran al oscilografului catodic. Radioaltimetrele dau rezultate foarte bune deasupra oceanelor.

3.12.3. **Erorile altimetrelor.** În citirea altimetrului de presiune pot apărea erori datorite următoarelor cauze :

— *Erori instrumentale,* produse de fenomenul de histereză (întîrziere). Valoarea lor poate fi de 1% din înălțime.

— *Erori din cauza temperaturii* : dacă temperatura reală la nivelul de zbor este mai scăzută decît cea standard corespunzătoare, altimetrul va indica o înălțime mai mare ; dacă temperatura aerului este mai ridicată decît cea standard corespunzătoare nivelului de zbor, atunci altimetrul va indica o înălțime mai mică. Eroarea maximă în astfel de cazuri poate fi de aproximativ 3% din înălțime ; pentru 3 000 m altitudine, eroarea poate fi de ±300 m.

— *Erori datorite reliefului.* În zonele muntoase, vîntul poate da naștere la unde de munte cvasistaționare, care creează curenți ascendenți și descendenți.

Avionul pătrunzînd în curentul descendent pierde din înălțime mai mult de 1 000 m în cîteva minute.

Erori și fluctuații ale altimetrului se pot produce și atunci cînd avionul intră în zona „rotorului“, din cauza accelerațiilor verticale de scurtă durată.

In acest caz, riscul este mare nu din cauza erorii altimetrice, ci din cauza turbulenței create de „rotor“.

3.12.4. **Valoarea „D".** În zborul deasupra oceanelor, altimetrul aneroid și altimetrul radioelectric își găsesc o aplicație pentru calcularea derivei. Aceasta se poate face folosind așa-numita „valoare D".

„Valoarea D" este cantitatea (pozitivă sau negativă) care exprimă cu cît diferă altitudinea *(Z)* a unui punct al unei suprafețe izobarice față de altitudinea (*Zp*) a aceleași suprafețe izobarice, corespunzătoare atmosferei tip O.A.C.I. (standard).

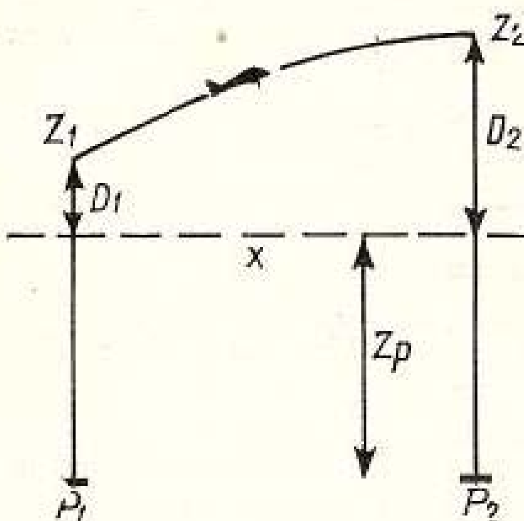


Fig. 41. — Factorul D și zborul pe panta unei suprafețe izobarice:
$D_1 = Z_1 - Zp$
$D_2 = Z_2 - Zp$

Se poate spune că „valoarea D" a unui punct este diferența dintre înălțimea reală a suprafeței izobarice, care trece prin acel punct, și înălțimea fictivă pe care o are această suprafață în „atmosfera tip" O.A.C.I. (standard).

Deci :

$D = Z - Zp$, în care :

Z = înălțimea reală, determinată cu radioaltimetrul ;

Zp = înălțimea fictivă, indicată de altimetrul aneroid.

Factorul *D* este așadar diferența dintre valoarea indicată de radioaltimetrul și de altimetrul aneroid, pentru un punct *A*.

Se știe că avionul se menține la un anumit nivel de zbor folosind indicația altimetrului aneroid, care trebuie să arate o anumită presiune.

Aceasta înseamnă că el zboară de-a lungul unei suprafețe izobarice, a cărei altitudine poate fi diferită pe traseu.

În două puncte de pe traseul de zbor, P_1 și P_2, distanța pe orizontală este *x*, iar altitudinile suprafeței izobarice vor fi Z_1 și Z_2 (determinate cu radioaltimetrul), cărora le vor corespunde factorii D_1 și D_2 (obținuți prin diferențele corespunzătoare ale înălțimilor altimetrice-aneroide) (fig. 41).

Panta medie a suprafeței izobarice, corespunzătoare nivelului de zbor, este dată de raportul :

$$\frac{D_2 - D_1}{x}$$

Dacă multiplicăm acest raport cu $\frac{g}{2\omega \sin \varepsilon}$ obținem vîntul travers V_n (vîntul perpendicular pe axul de zbor) (fig. 42).

Deci :

$$V_n = \frac{g}{2\omega \sin\varepsilon} \times \frac{D_2 - D_1}{x}$$

Dacă D_1 *și* D_2 sînt exprimate în metri, x în km, iar V_n în km/h, expresia $\frac{g}{2\omega}$ se poate înlocui cu o constantă egală cu 70,58 ; ε este unghiul format de axul de zbor cu normala de izohipse sau unghiul format de vîntul travers (Vn) și vîntul geostrofic (V), care este paralel cu izohipsele.

Această formulă ajută să se afle pe ce distanță avionul a avut derivă la stînga sau la dreapta față de direcția sa de zbor.

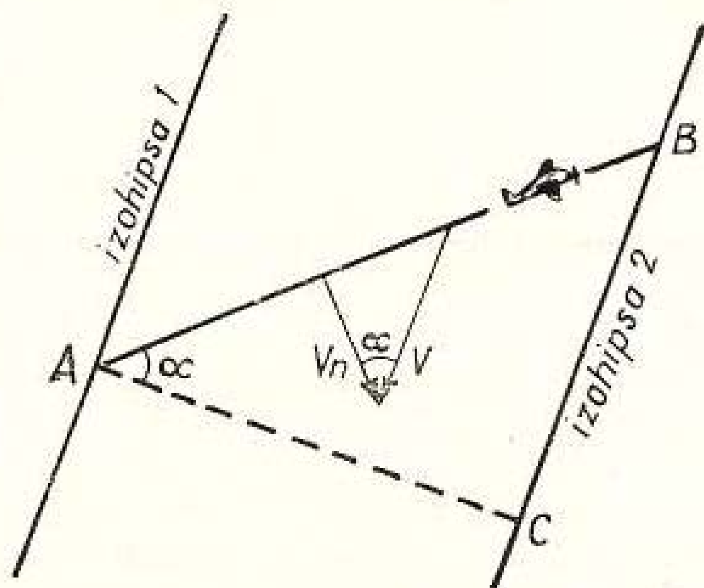


Fig. 42. — Vîntul travers (Vn) perpendicular pe axul de zbor AB și vîntul geostrofic (V) paralel cu izohipsele.

Dacă D_2—D_1 este o valoare negativă, deci dacă altitudinea reală descrește pe parcurs, avionul are o derivă la dreapta și el se apropie de o depresiune sau se depărtează de un anticiclon.

Dacă D_2—D_1 este o valoare pozitivă, avionul are o derivă la stînga, se apropie de un anticiclon sau se îndepărtează de o depresiune și deci altitudinile reale cresc.

Regulile acestea sînt valabile pentru emisfera nordică. Pentru emisfera sudică, ele se aplică în sens invers.

Formula de mai sus nu este valabilă pentru latitudinile sub 15°.

4. NOȚIUNI FUNDAMENTALE DE METEOROLOGIE SINOPTICĂ

În capitolele anterioare s-a menționat că aerul atmosferic în repaus este caracterizat prin 3 parametri (factori), care nu sînt legați funcțional (ci depind unul de altul după anumite legi matematice), dar care prezintă o dependență statică. Pe lîngă acești factori, *presiune, temperatură, umiditate*, aerul se mai caracterizează prin *mișcare* turbulentă în raport cu suprafața terestră. Ansamblul marilor mișcări permanente și care formează ceea ce în mod obișnuit se numește *circulația generală a atmosferei* depinde de rotația Pămîntului și de modul cum este repartizată temperatura pe glob.

Mișcarea aerului are o mare importanță în meteorologie, determinarea și evoluția acestor mișcări fiind probleme fundamentale ale meteorologiei sinoptice.

4.1. STĂRILE ȘI MIȘCĂRILE DIN ATMOSFERĂ

4.1.1. Mișcările ascendente și descendente. După cauzele care le determină se deosebesc trei feluri de mișcări ascendente și anume:

1. *Mișcările ascendente și descendente convective*, datorite încălzirii neuniforme a Pămîntului; aceste mișcări se nasc în straturile de lîngă sol ale aerului, sub forma unor fileuri sau coloane de aer cald care se urcă și a altora reci ce coboară (fig. 43). Aceste mișcări sînt în general dezordonate și nu se orientează prea mult în înălțime, atunci cînd insolația este slabă (Soarele nu are putere), cînd înnourarea predomină sau cînd suprafața solului este răcită și foarte variată de la un teren la altul (teren gol, cu iarbă, cu lacuri, cu pădure, cu clădiri etc.).

Aceste mișcări convective devin *ordonate* și urcă pînă la mari înălțimi, atunci cînd insolația este puternică și suprafața solului mai omogenă (fig. 44).

Curenții de convecție sînt formați dintr-o serie de prisme aeriene cu baza hexagonală, numite și „turbioanele celulare ale lui Benard" și care se caracterizează fiecare printr-o circulație independentă, alcătuită

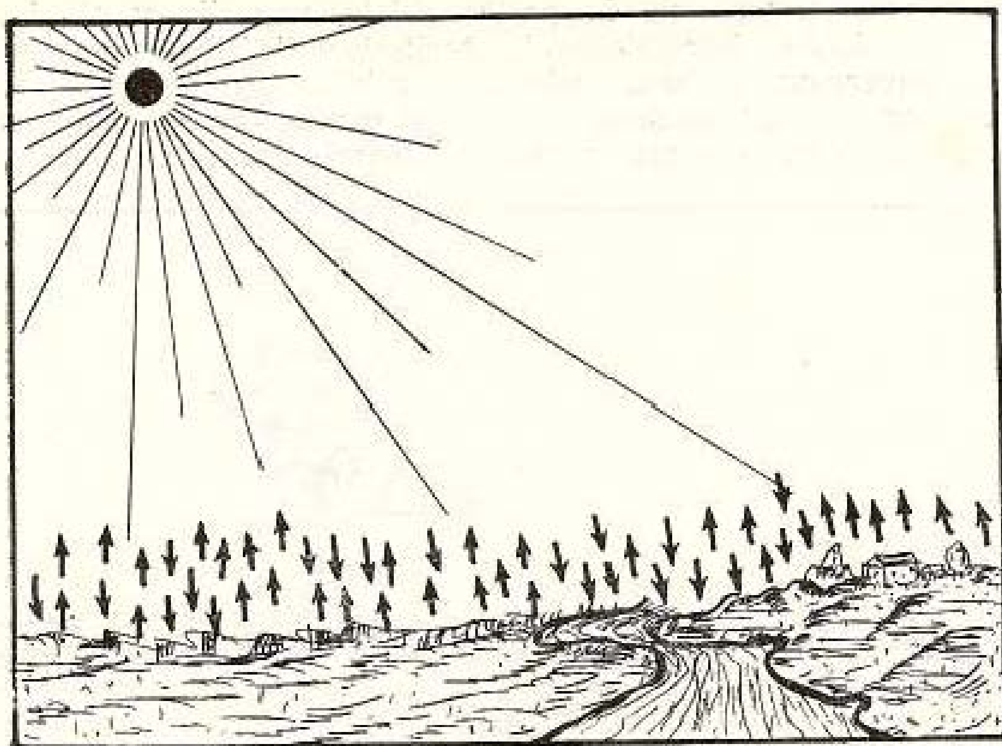


Fig. 43. — Convecție slabă, dezordonată.

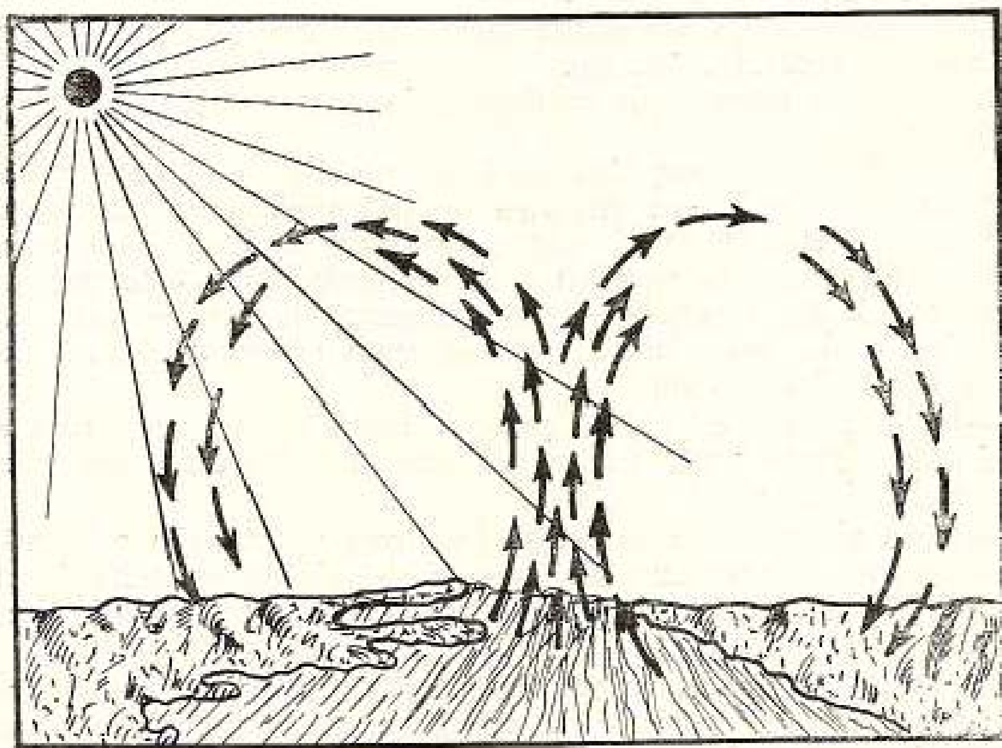


Fig. 44. — Convecție puternică, ordonată.

dintr-o mișcare ascendentă în partea axială, una divergentă la vîrful prismei, o mișcare descendentă la periferia celulelor prismatice și o mișcare convergentă la baza turbionului celular (fig. 14).

Convecția se formează și atunci cînd o masă de aer mai rece trece deasupra unei suprafețe mai calde, de exemplu iarna, cînd aerul de pe

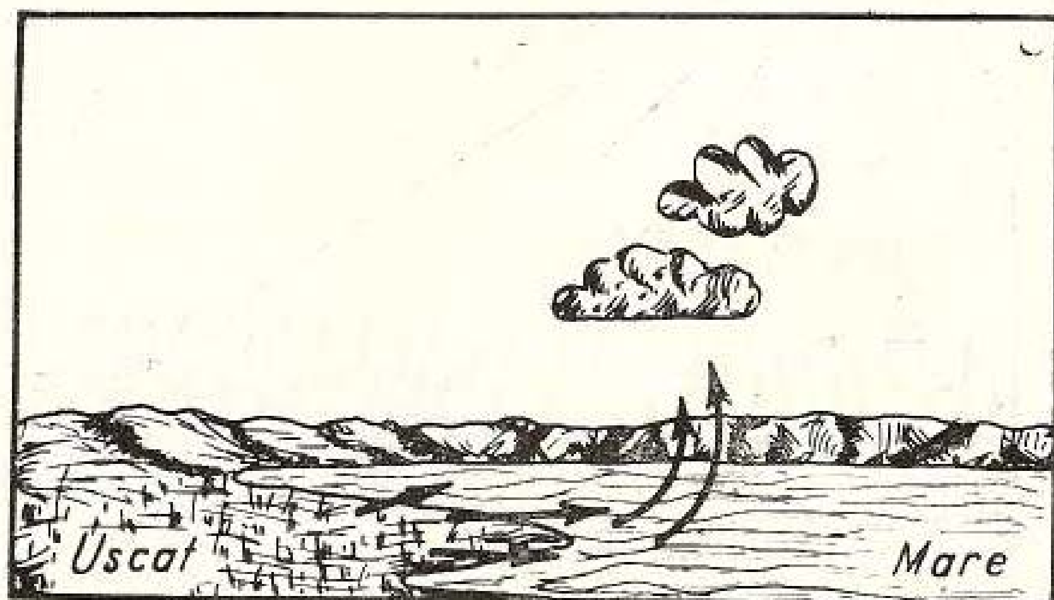


Fig. 45. — Convecție de iarnă pe mare.

uscat se deplasează pe suprafața mării, iar vara cînd cel de pe mare trece deasupra uscatului (fig. 45).

2. *Mișcările ascendente produse prin alunecare* apar în 3 situații principale :

— cînd mase de aer sînt împinse și obligate să urce panta unui munte sau cînd aerul rece din vale urcă dimineața pe coasta muntelui către vîrful încălzit de razele solare (briza de munte). Seara, cînd aerul de pe creasta muntelui coboară în vale, unde aerul este mai cald, se produce o mișcare descendentă de alunecare (briza de vale). Acestor mișcări locale de ascensiune li se mai spun și *anabatice*, iar celor de coborîre, *catabatice* (fig. 46) ;

— cînd un aer cald urcă peste o masă de aer rece care rămîne dedesubt ca o pană puțin înclinată. Acestea se mai numesc și mișcări ascendente de front cald ;

— cînd un aer rece se mișcă în direcția unui aer cald, pătrunde printr-o mișcare descendentă sub acesta și-l obligă (datorită frecării) să ascensioneze puternic. Acestea sînt mișcările ascendente de front rece (fig. 47).

3. *Mișcări ascendente produse de turbulența dinamică.* Un aer, care se deplasează pe suprafața Pămîntului, nu are o mișcare uniformă și regulată, ci una turbulentă, din cauza asperităților de teren (dealuri, văi, șes, movile, case, poduri, lacuri, ape curgătoare etc.). Din cauza acestor

neregularități ale suprafeței solului, de care se freacă aerul în mișcarea sa, se creează tot felul de vîrtejuri dezordonate atît ca mărime, cît și ca rotire, întrucît ele depind de unghiul sub care aerul a lovit obstacolul. În acest strat de turbulență dinamică se creează numeroase mișcări ascen-

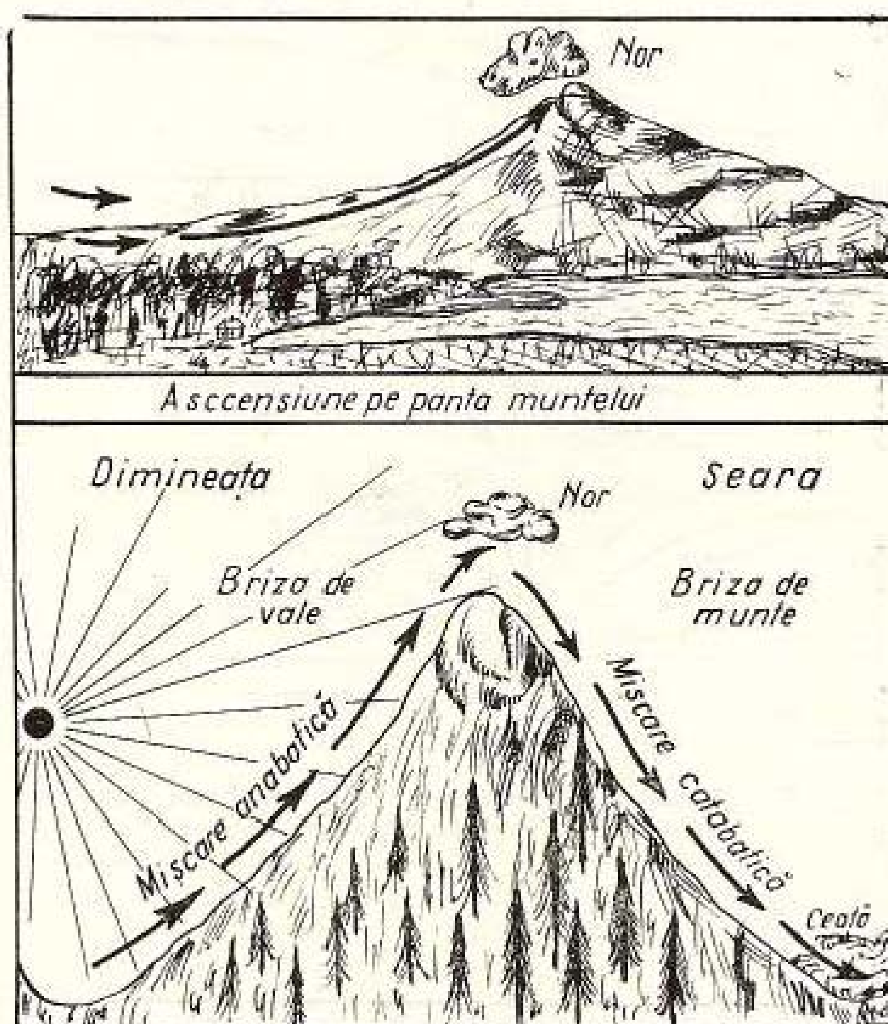


Fig. 46. — Mișcări ascendente prin alunecare pe pante orografice.

dente și descendente, care sînt mai ample în regiunile cu o orografie mult accidentată (ținuturi muntoase) sau cu mari suprafețe de păduri. Influența fenomenelor de turbulență dinamică asupra avioanelor (scuturături, căderi în gol, balansări) se manifestă și la înălțimi mai mari de 1 000 m deasupra solului (fig. 48).

4.1.2. **Stările atmosferei.** Mișcările aerului determină diferitele stări ale atmosferei, pentru că și aerul, în ascensiunea sa, suferă transformări. În cursul ascensiunii, o masă de aer se găsește permanent în echilibru cu atmosfera ambiantă și cum presiunea descrește pe măsură ce crește înălțimea, masa de aer se răcește treptat prin destindere. Această răcire este numită *adiabatică*, pentru că masa de aer (turbionul celular) în

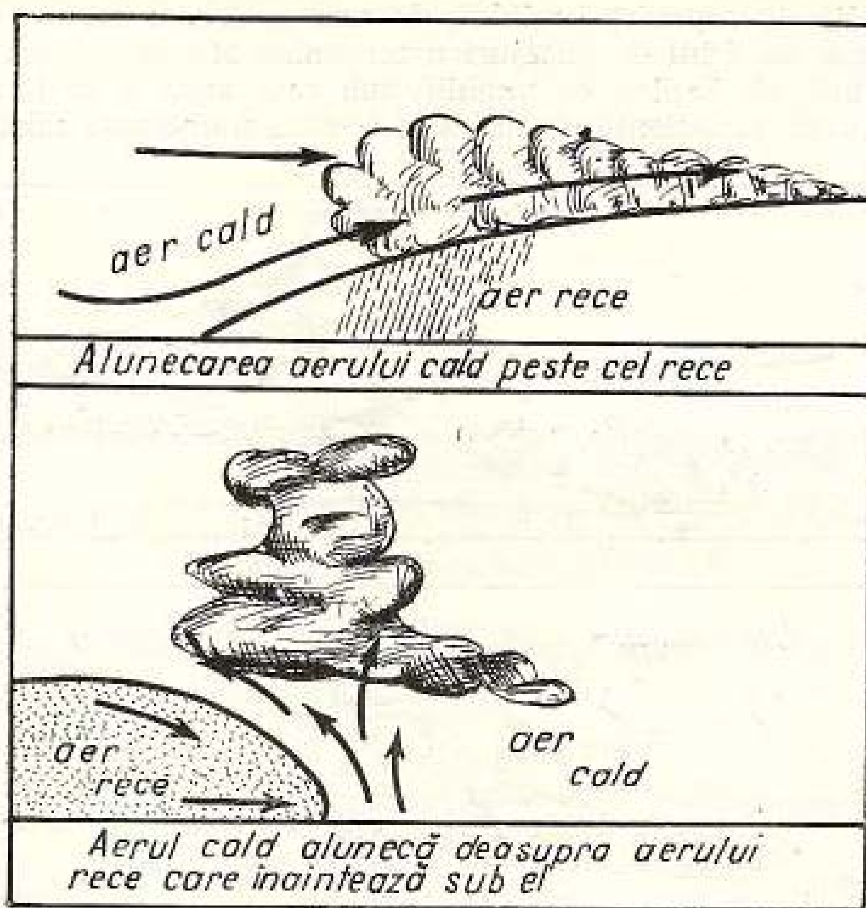


Fig. 47. — Mişcări ascendente prin alunecare, datorită densităţii diferite a maselor de aer.

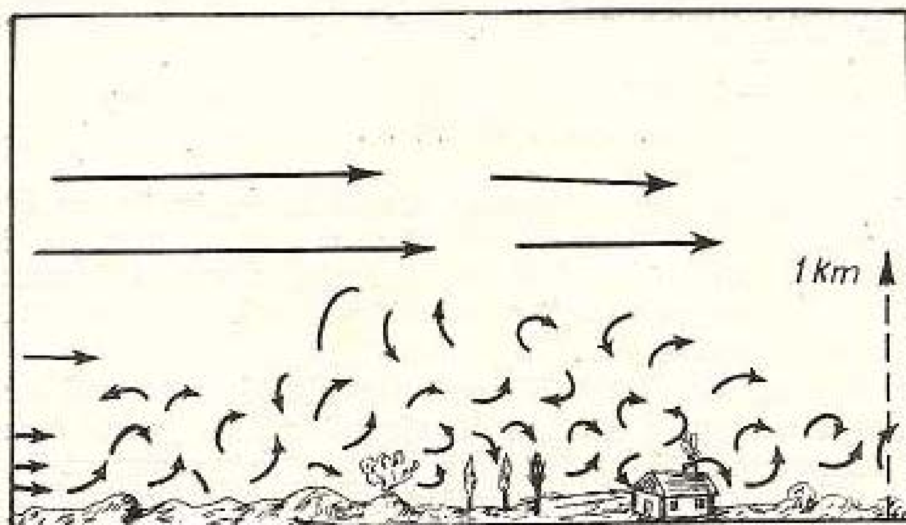


Fig. 48. — Ascendenţă datorită turbulenţei dinamice.

cursul ascensiunii nici nu cedează și nici nu primește căldură de la mediul înconjurător.

Cantitatea de vapori de apă conținută în masa de aer care ascensionează rămîne invariabilă, însă din cauza temperaturii care scade, umezeala relativă crește pînă ce atinge 100% sau limita de saturație. Această limită de saturație este atinsă la înălțimea la care temperatura aerului a scăzut pînă la punctul de rouă. Înălțimea aceasta, la care temperatura aerului în urcare atinge punctul de rouă, este numită și *nivel de condensare*. Înălțimea nivelului de condensare depinde de temperatura și de cantitatea de vapori cu care aerul pornește de la sol. Este ușor de înțeles că nivelul de condensare va fi cu atît mai sus, cu cît temperatura inițială a aerului este mai ridicată și umezeala absolută mai mică ; și, invers, cu cît temperatura inițială este mai mică și umezeala absolută mai mare, cu atît nivelul de condensare va fi mai jos.

Înălțimea nivelului de condensare (H) se poate calcula după formula:

$$H = 122\,(t - t_1)$$

în care t = temperatura aerului la sol ; iar t_1 = punctul de rouă care poate fi determinat în funcție de umezeala absolută cu ajutorul graficului.

Legile termodinamicii precizează că în destinderea adiabatică, scăderea de temperatură este de circa 1° pentru fiecare 100 m de ascensiune și, invers, în mișcarea descendentă, aerul își mărește temperatura cu 1° pentru fiecare 100 m de coborîre. Această diferență de temperatură de 1° pe care aerul o are din suta în suta de metri se numește și *gradient termic vertical al aerului uscat* (departe de saturație).

Într-o masă de aer care ascensionează, o dată cu scăderea presiunii și temperaturii scade și densitatea și în funcție de aceasta, la o anumită înălțime, se pot întîlni 3 situații :

— cînd densitatea particulei este mai mare decît cea a mediului ambiant, fiind deci mai grea, nu are stabilitate și coboară ;

— cînd densitatea particulei de aer este egală cu cea a mediului ambiant, deci particula este în echilibru ;

— cînd densitatea particulei este mai mică decît cea a mediului înconjurător, fiind deci mai ușoară, își continuă ascensiunea.

Cum particula sau masa de aer se găsește totdeauna, la orice înălțime, în echilibru de presiune cu mediul înconjurător, se înțelege că densitatea depinde numai de variația temperaturii, deci de valoarea gradientului termic vertical.

Cînd gradientul termic vertical este mai mare decît cel adiabatic uscat (1°), echilibrul aerului uscat (nesaturat), cît și al celui umed (saturat) sînt instabili sau labili. În masa de aer instabilă apar forțe care tind să continue deplasarea în aceeași direcție (ascendent sau descendent). Într-un strat de aer instabil se nasc ușor, la cele mai mici deplasări inițiale, mișcări ascendente și descendente.

Cînd gradientul termic vertical este mai mic decît cel adiabatic umed (0,5°), echilibrul aerului saturat și nesaturat este stabil. În stratul

de aer stabil se nasc forțe care se opun deplasării, menținînd masa la nivelul inițial. În asemenea straturi de aer, mișcările ascendente și descendente se dezvoltă greu.

Cînd gradientul termic vertical este mai mic decît cel adiabatic uscat (1°), însă mai mare decît cel adiabatic umed (0,5°), echilibrul aerului uscat este stabil, iar cel al aerului umed, instabil.

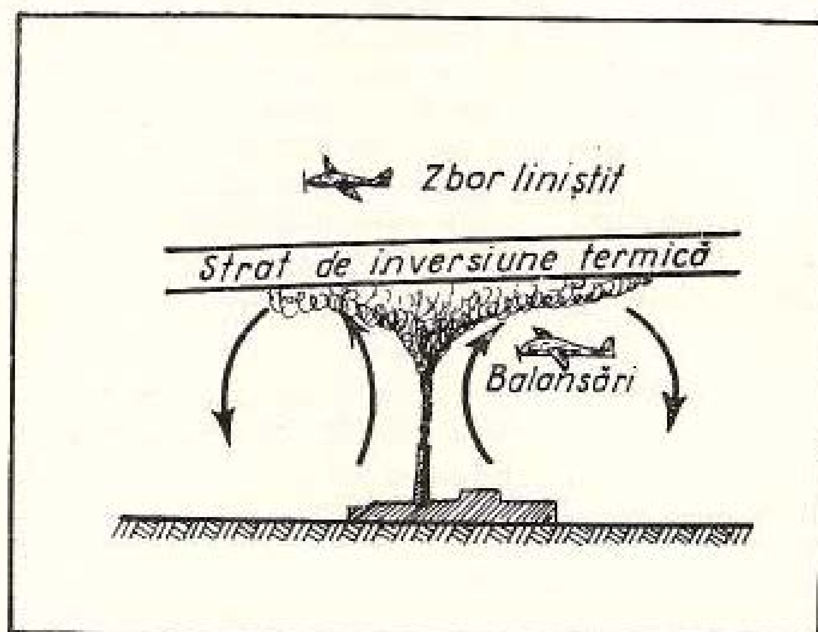


Fig. 49. — Strat de inversiune, numit și strat de reținere sau de baraj.

Într-un aer saturat, mișcările ascendente au loc mai ușor decît în cel nesaturat și aceste mișcări sînt cu atît mai puternice, cu cît temperatura aerului saturat este mai ridicată.

Cînd gradientul termic vertical este egal cu cel *adiabatic*, aerul se găsește în *echilibru indiferent*, întrucît în acest caz masa de aer în ascensiune se află, la orice nivel, în echilibru cu mediul ambiant.

Mișcările verticale ale aerului sînt considerabil stînjenite de straturile de inversiune a atmosferei, în interiorul cărora temperatura crește cu înălțimea în loc să scadă. O masă de aer în ascensiune, ajungînd la stratul de inversiune, se oprește, pentru că urcînd, ea se răcește și întîlnește un aer mai cald care o evacuează în jos. O masă de aer descendentă, care întîlnește stratul de inversiune, este evacuată în sus, pentru că în coborîre ea se încălzește și întîlnește, în stratul de inversiune, un aer mai rece.

Straturile de inversiune termică, cele de izotermie (în care temperatura nici nu crește, dar nici nu scade cu înălțimea), ca și cele cu gradienți termici foarte mici, se mai numesc și straturi de *reținere*, întrucît opresc mișcările ce pornesc de la suprafața Pămîntului (fig. 49).

Zborul avioanelor deasupra stratului de inversiune este în general liniștit, pe cînd sub stratul de inversiune se produc balansuri și scuturături.

După cauzele care le produc, inversiunile sînt :

1. *Inversiuni de radiație,* care se produc noaptea (pe cer mai mult senin, vînt calm sau slab), din cauza răcirii solului prin procesul de radiație. Aceste inversiuni încep de la suprafața solului și se ridică vara pînă la cîteva zeci de metri, iar iarna pînă la cîteva sute de metri.

2. *Inversiuni de advecție* sînt produse de mișcarea orizontală a unui aer mai cald peste o suprafață terestră rece (de la mare spre uscat, în timpul iernii). Inversiunea de temperatură apare deasupra stratului de turbulență de la sol și se întinde în înălțime pînă la nivelul la care asperitățile solului nu mai influențează cu nimic mișcarea orizontală a aerului. Frecvent, sub stratul de inversiune advectivă (numită și inversiune turbulentă) se formează o pînză noroasă.

3. *Inversiuni frontale* apar atunci cînd un aer cald alunecă ascendent pe deasupra unui aer rece, formînd, în zona de contact, un strat de amestec gros de cîteva sute de metri, în interiorul căruia temperatura crește cu înălțimea sau rămîne constantă (izotermie). Aceste inversiuni frontale se produc la diferite înălțimi, cu atît mai sus, cu cît frontul cald este mai departe.

4. *Inversiuni de comprimare* apar în regiunile unde presiunea aerului este ridicată (anticiclon), datorită faptului că straturile de aer de la înălțime coboară spre sol, unde aerul se împrăștie în afara zonei de mare presiune atmosferică. Prin coborîre, aerul se comprimă și se încălzește, creînd pături cu temperaturi mai ridicate decît cele de sub ele și de deasupra lor.

4.2. DIAGRAME AEROLOGICE

Stările de echilibru al atmosferei, prezența straturilor de inversiune termică, valorile de temperatură și de umiditate la diferite înălțimi, înălțimea nivelului de condensare și al celui de cumulizare, cantitatea necesară de energie pentru formarea norilor locali etc. se determină cu ajutorul unor grafice numite *diagrame aerologice* (fig. 50), pe care se înscriu valorile furnizate de radiosondaje.

O diagramă aerologică este deci un grafic, care, pe axa orizontală are înscrise temperaturile, iar pe verticală înălțimile ; în afară de aceste coordonate rectangulare, pe grafic mai sînt trecute niște linii înclinate colorate diferit, numite adiabate. *Adiabatele uscate* indică temperaturile pe care le va avea o particulă de aer uscat ce urcă de la sol, avînd în vedere că scăderea de temperatură este de 1° pentru 100 m de ascensiune. O masă de aer uscat, care pleacă de la sol cu temperatura de 10°, ajunge să aibă, la 2 000 m înălțime —10°. *Adiabatele umede* indică temperaturile pe care le are o masă de aer saturat ce urcă de la sol, avînd în vedere că scăderea de temperatură este, pentru aerul umed, de 0,5° la 100 m de ascensiune. O masă de aer umed care pleacă de la sol cu temperatura de 10° va avea la 2 000 m înălțime 0°.

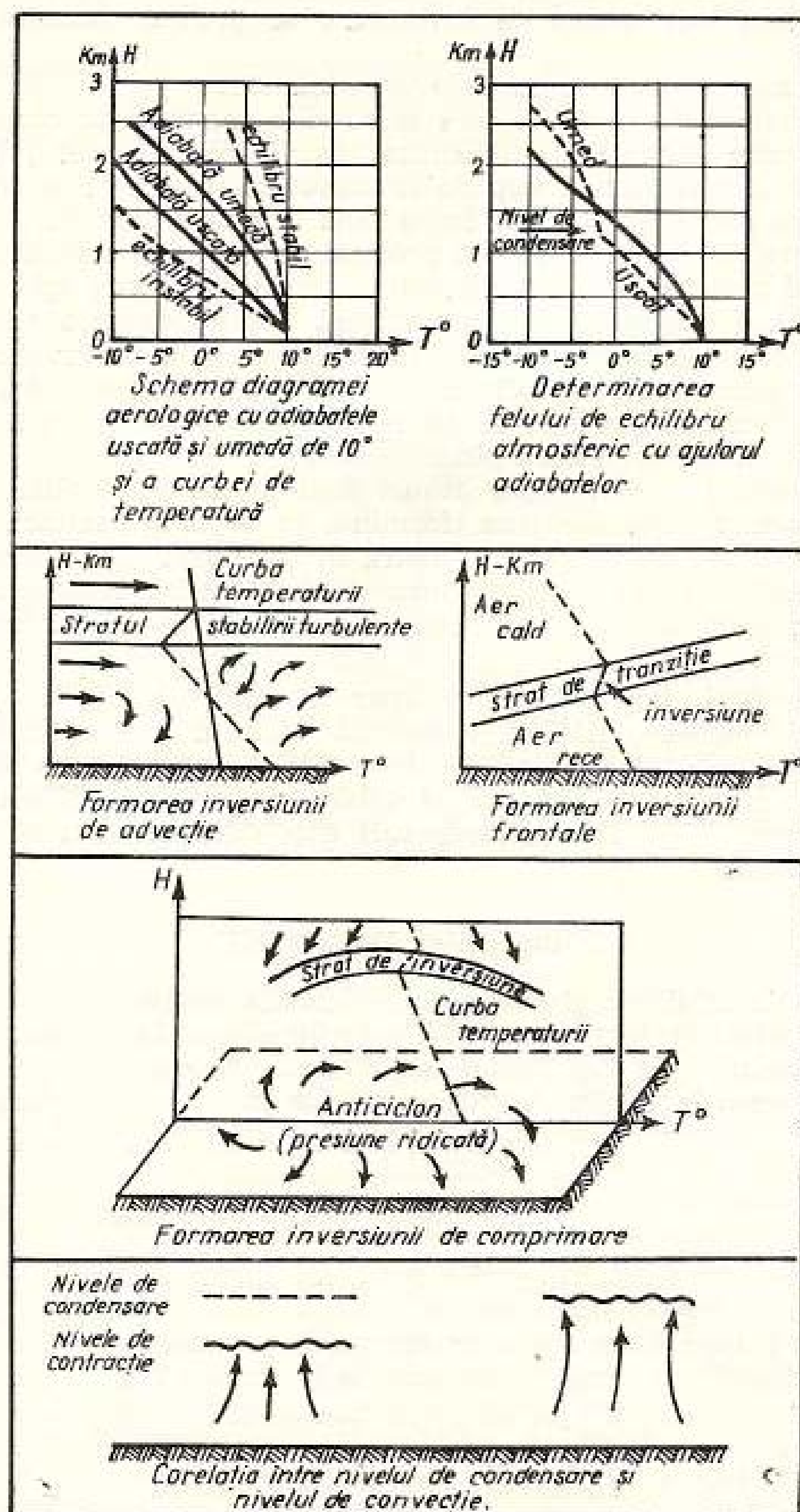


Fig. 50. — Diagrame aerologice.

Pe diagramă, adiabatele umede se găsesc la dreapta față de adiabatele uscate.

Pe astfel de diagrame se înscriu valorile de temperatură pe care ni le furnizează un radiosondaj și dacă unim printr-o linie aceste puncte obținem *curba stării atmosferei* din momentul cînd a fost efectuat sondajul aerologic și cînd temperatura la sol era de 10°. Atunci cînd curba noastră se plasează la stînga față de adiabata uscată de 10° înseamnă că temperatura scade cu mai mult de 1° pe 100 m, fapt care duce la concluzia că aerul se află în echilibru instabil. Dacă curba noastră se află la dreapta față de adiabata umedă de 10° înseamnă că temperatura scade lent cu înălțimea și aerul este în echilibru stabil. În cazul cînd curba se află între adiabata uscată și adiabata umedă înseamnă că scăderea de temperatură este mai mică de 1° pe 100 m și mai mare de 0,5°; în această situație, aerul este în echilibru umed-instabil.

În general, cu cît curba scării este mai aplecată spre stînga, cu atît aerul este mai instabil și cu cît este mai dreaptă (mai abruptă), cu atît este mai stabil.

Dacă se ia în considerație acum și umiditatea absolută a aerului, în momentul pornirii de la sol, obținem cu diagrama aerologică și alte date importante. Astfel se află *nivelul de condensare* sau înălțimea la care cantitatea de vapori de apă devine saturată pentru temperaturi la care a ajuns aerul în ascensiunea sa. Ajungînd saturată, masa de aer nu mai ascensionează după adiabata uscată, ci după cea umedă. Procesul de condensare pune în libertate căldura latentă de condensare, care compensează în parte răcirea datorită detentei și de aceea scăderea temperaturii după nivelul de condensare este de la 0,5°C pînă la 0,7°C pentru 100 m.

Temperatura la care apare condensarea se numește și *„punct de rouă"*.

Nivelul sau punctul de cumulizare este înălțimea la care apar norii după procesul de condensare adiabatică. Nivelul de formare al norilor este mai sus decît cel de condensare. Forma norilor depinde de amploarea orizontală și verticală a curenților ascendenți. Cantitatea de apă condensată într-un nor este cu atît mai mare, cu cît aerul care ascensionează provine din regiuni cu temperaturi mai ridicate.

Nivelul de convecție este înălțimea la care poate să ajungă un curent ascendent în timpul convecției sau turbulenței dinamice. Înălțimea nivelului de convecție se găsește cu atît mai sus, cu cît impulsul inițial ce produce convecția este mai puternic și cu cît valoarea gradientului termic vertical este mai mare. Impulsul care cauzează convecția este încălzirea puternică a unor mase de aer în raport cu altele, izbirea unui curent de un obstacol sau convergența unor curenți cu temperaturi diferite. Un strat de inversiune constituie un nivel de convecție pentru curenții ascendenți care se produc sub pătura de inversiune.

Nivelul de condensare și nivelul de convecție au o importanță deosebită în formarea norilor, pentru că în cazul cînd nivelul de condensare se află deasupra nivelului de convecție, curenții ascendenți nu pot con-

tribui la formarea norilor, pe cînd în cazul cînd nivelul de condensare se află sub cel de convecție apar nori între cele două niveluri.

Vara, spre orele de amiază, mișcările ascendente și descendente sînt puternice, pentru că la aceste ore gradientul termic vertical este mare (norii se dezvoltă pe verticală), pe cînd seara, o dată cu scăderea gradientului vertical, slăbesc și mișcările ascendente și descendente (norii se turtesc și coborînd în aer cald, dispar).

Pe diagramele aerologice mai sînt înscrise direcțiile și vitezele vîntului la diferite înălțimi.

În fața unei diagrame aerologice curente, echipajul poate solicita metereologului următoarele date privind starea atmosferei :

— dacă atmosfera este stabilă sau instabilă ;

— la ce înălțime este nivelul de cumulizare, de formare a norilor ;

— ce temperatură trebuie să atingă aerul la sol ca să înceapă procesul de cumulizare ;

— în jurul cărei ore se poate atinge acea temperatură de la sol, care impulsionează ascensiunea la nivelul de condensare ;

— dacă există inversiuni termice și la ce niveluri ;

— dacă instabilitatea aerului este caracteristică pentru formări de nori *Cumulus* sau *Cumulonimbus* ;

— nivelul la care se află izoterma de 0°, —10°, —20° etc. ;

— dacă inversiunea de la sol se va distruge repede sau se va menține toată ziua, fiind unită cu inversiunea de comprimare ;

— care este umiditatea la nivelul de zbor al avionului ;

— rotirea vîntului în altitudine pînă la nivelul de zbor.

4.3. MASE DE AER

Prin masă de aer se înțelege o porțiune din troposferă (sau un ansamblu de particule sinoptice) ale cărei proprietăți sînt foarte asemănătoare în plan orizontal și nu prezintă discontinuități mari în plan vertical, fiind deci un aer omogen. Masele de aer pot staționa mai mult timp deasupra unei regiuni geografice, de unde trimit invazii într-o direcție sau în alta sau se pot deplasa în întregime dintr-o regiune terestră în alta. Fiecare masă de aer prezintă un tip de vreme caracteristic și cînd se trece dintr-o masă de aer în alta se constată schimbări destul de bruște. Elementele esențiale, care caracterizează vremea într-o masă de aer sau alta, sînt *temperatura* și *umezeala* ; acestea fac ca starea aerului să fie stabilă, instabilă sau indiferentă.

Identificarea diferitelor mase de aer se face astăzi potrivit unei proprietăți esențiale, care este *temperatura pseudoadiabatică potențială a termometrului ud* și care rămîne constantă cînd masa de aer suferă procese atmosferice adiabatice și crește sau scade, atunci cînd masa de aer cîștigă sau pierde căldură.

Fiecare masă de aer are o structură proprie care depinde de evoluția sa anterioară. Principalele evoluții sînt :

1. *Evoluția prin răcire la bază* (tip radiativ). În cursul nopților senine, solul se răcește considerabil, radiind căldura spre spațiul cosmic iar aerul, în contact cu acest sol, se răcește și el, formînd astfel o inversiune de temperatură. Acest fenomen se produce pe scară mare în regiunile polare și în nordul continentelor american și asiatic. Un flux de căldură se stabilește de la straturile superioare către cele inferioare și către sol.

O masă de aer radiativă este foarte stabilă și se caracterizează prin cer senin, iar dacă se produce turbulență apar nori *Stratus* și *Stratocumulus* ; de asemenea, ceața cu cer vizibil este frecventă.

2. *Evoluție prin încălzire la bază* (tip convectiv). Cînd masa de aer se găsește pe un sol mai cald decît ea se creează un flux de căldură de la păturile inferioare către cele superioare (acest transfer de căldură se face prin : radiație, conducție moleculară, turbulență și convecția termică). În masa de aer de tip convectiv, instabilitatea este mare.

În aerul maritim se formează nori cumuliformi cu mare dezvoltare verticală și linii de furtuni. În aerul cu origine continentală, norii cumuliformi sînt diminuați (din lipsă de umiditate suficientă), baza lor urcă mereu și ei au tendința de dispariție. Cînd convecția termică este datorită unor curenți convergenți, nebulozitatea este ceva mai accentuată și norii mai groși. Cînd convecția întîlnește, în altitudine, o circulație divergentă, norii cumuliformi se transformă în *Stratocumulus cumulogenitus*.

3. *Evoluție cinematică* (tip cinematic). Cînd încălzirea unei mase de aer prin straturile de la bază a luat sfîrșit, nu se mai produce nici un flux de căldură de la sol, ci numai transporturi de căldură de la un strat la altul. În aceste mase, numite cinematice, convecția nu are un caracter forțat obligatoriu, întrucît încălzirea în contact cu solul a luat sfîrșit.

Dacă într-o masă de aer cinematică se produc curenți orizontali divergenți, atunci în ea nu se formează nori, ci numai cețuri și pîcle în cursul nopții. Dacă, dimpotrivă, apar curenți convergenți orizontali, atunci acea masă devine tipic preorajoasă, cu formare de nori instabili la toate nivelurile. Datorită faptului că convergența orizontală creează o detentă (destindere), care se mărește cu altitudinea, se formează mai întîi nori din genurile *Altocumulus floccus, Altocumulus castellanus* sau *Cirrocumulus*. Cînd convergența continuă, apar în final nori *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus* însoțiți de oraje.

Dacă masele de aer cinematice de amestec, inerte și stabilizate, parcurg suprafețe reci, ele ajung să alimenteze zone ciclonice și dau naștere la nori și meteori caracteristici pentru convecția termică.

4.3.1. **Circulația maselor de aer. Masele de aer de tip radiativ** (stabile) se formează în regiunile polare, unde prin acumulare, formează ceea ce se numește „calota rece“. Din cauza densității mari, aerul radiativ este caracterizat și prin presiune ridicată (anticiclon) ; în partea centrală a masei reci, mișcarea este aproape nulă, neturbulentă, pe cînd la periferia calotei reci se constată vînturi turbulente.

Iarna, masa de aer radiativ de la Polul Nord se extinde asupra suprafețelor continentale acoperite cu zăpadă ; ea are un contur neregulat din cauza a două mari „golfuri aeriene", primul deasupra Oceanului Arctic la nord de Peninsula Scandinavă, iar al doilea între Groenlanda și Labrador.

Vara, calota rece se restrînge deasupra banchizelor din jurul Polului, precum și deasupra platoului de gheață al Groenlandei (fig. 51).

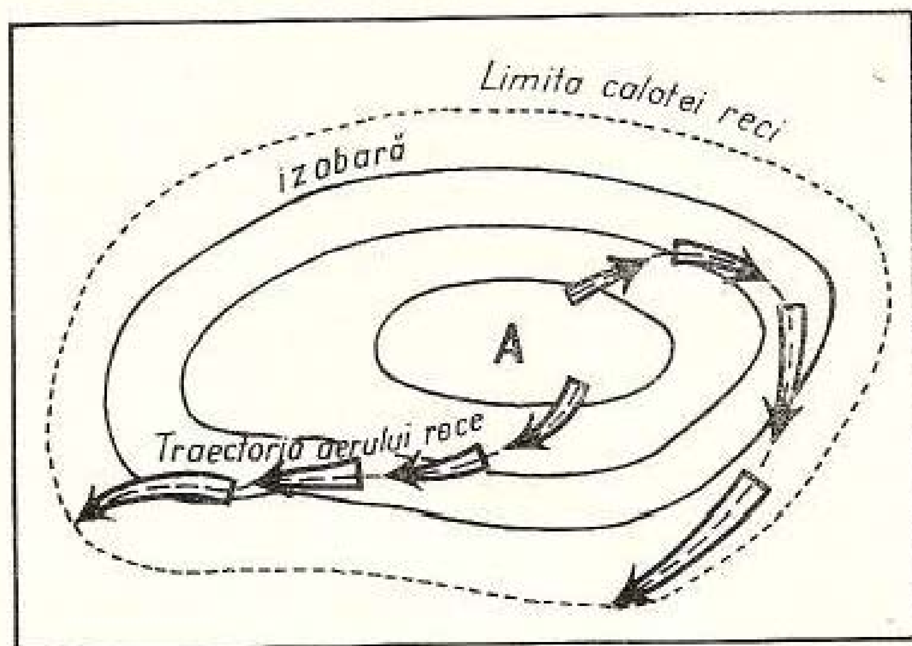


Fig. 51. — Migrarea aerului de tip radiativ (stabil) din regiunea polară.

Invaziile reci sînt deplasări spre latitudinile mijlocii ale unor părți desprinse din aerul radiativ al calotei reci. Invaziile reci depind de repartiția presiunii, care trebuie să fie ridicată pe marginea de vest și scăzută pe marginea de est. Invazia rece este o ramură a curentului rece, care, în deplasare, se încălzește în contact cu solul, devenind astfel o masă de aer de tip convectiv. Pe parcursul ei, invazia este formată dintr-o succesiune de mase de aer, numite și „picături reci".

Limitele invaziei reci sînt date în figurile 54—56.

Masele de aer de tip convectiv (instabile) provin din invaziile aerului radiativ și capătă caracteristici diferite, în funcție de deplasarea lor spre anticicloni sau spre cicloni. Ramura invaziei reci care se dirijează spre o zonă de joasă presiune atmosferică (ciclon) devine aer convectiv convergent, pe cînd ramura care urmează sectorul estic al unui cîmp de mare presiune atmosferică devine aer convectiv divergent (fig. 52).

Masele de aer de tip cinematic reci provin din aerul de tip convectiv, care a circulat în jurul unui ciclon și care, ajungînd la latitudini mai ridicate, nu s-a mai încălzit în contact cu solul. Masele de aer de tip cinematic cald provin din aerul convectiv care s-a depla-

sat spre SV pe flancul estic al unui cîmp de mare presiune și care nu se mai încălzește în contact cu solul.

4.3.2. Clasificarea maselor de aer după criterii geografice. În meteorologia sinoptică se utilizează încă clasificarea maselor de aer făcută de meteorologii scandinavi Bergeron și Petterssen și care se bazează pe următoarele principii, de importanță descrescîndă :

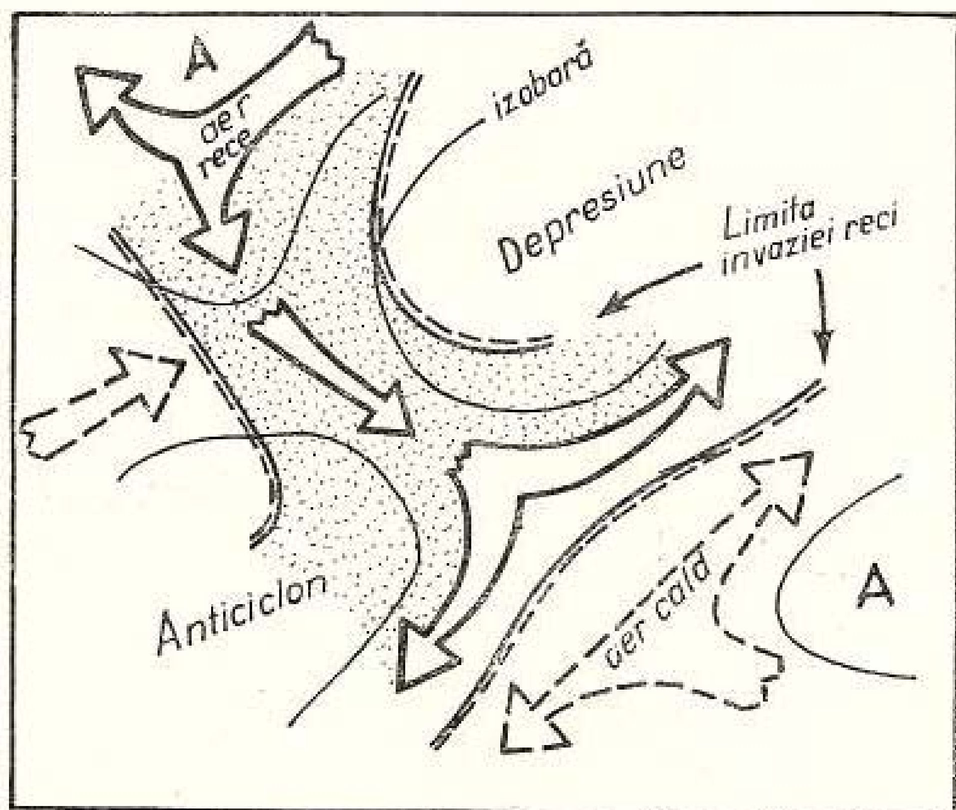


Fig. 52. — Schema generală a unei invazii reci.

Regiunea de origine a masei de aer considerată. Din acest punct de vedere au fost diferențiate 4 tipuri de aer : *arctic* (*A*), *polar* (*P*), *tropical* (*T*) și *ecuatorial* (*E*).

— *Caracterul de umiditate sau de uscăciune a masei de aer.* Aceste caractere le capătă aerul fie în regiunea sa de origine, fie pe parcurs. Caracterul *umed* îl capătă masa de aer atunci cînd stagnează sau se deplasează pe o suprafață marină (oceanică) și în acest caz este numită *maritimă* (*m*) (de exemplu *Pm* = polar maritim). Caracterul *uscat* îl obține masa de aer atunci cînd stagnează sau se deplasează pe o suprafață continentală ; în acest caz, ea este denumită *continentală* (*c*) (de exemplu, *Pc* = polar continental). De reținut că o masă de aer, cu cît este mai caldă, cu atît poate să înmagazineze mai mulți vapori de apă. Cum factorii, care intervin în umezirea unei mase de aer sînt turbulența și mai ales convecția, este ușor de înțeles că umezirea unei mase de aer, care se încălzește prin stratul de la bază, va fi deosebit de mare pe ocean.

— *Temperatura suprafeței subiacente pe care evoluează masa de aer.* Dacă aerul este mai cald decît suprafața pe care evoluează se spune că este o masă de aer „cald" (*w*); dacă este mai rece, este numită masă de aer „rece" (*k*) (de exemplu, *mPk* = masă de aer *maritim polar rece*, iar *mPw* = masă de aer *maritim polar cald* (fig. 53).

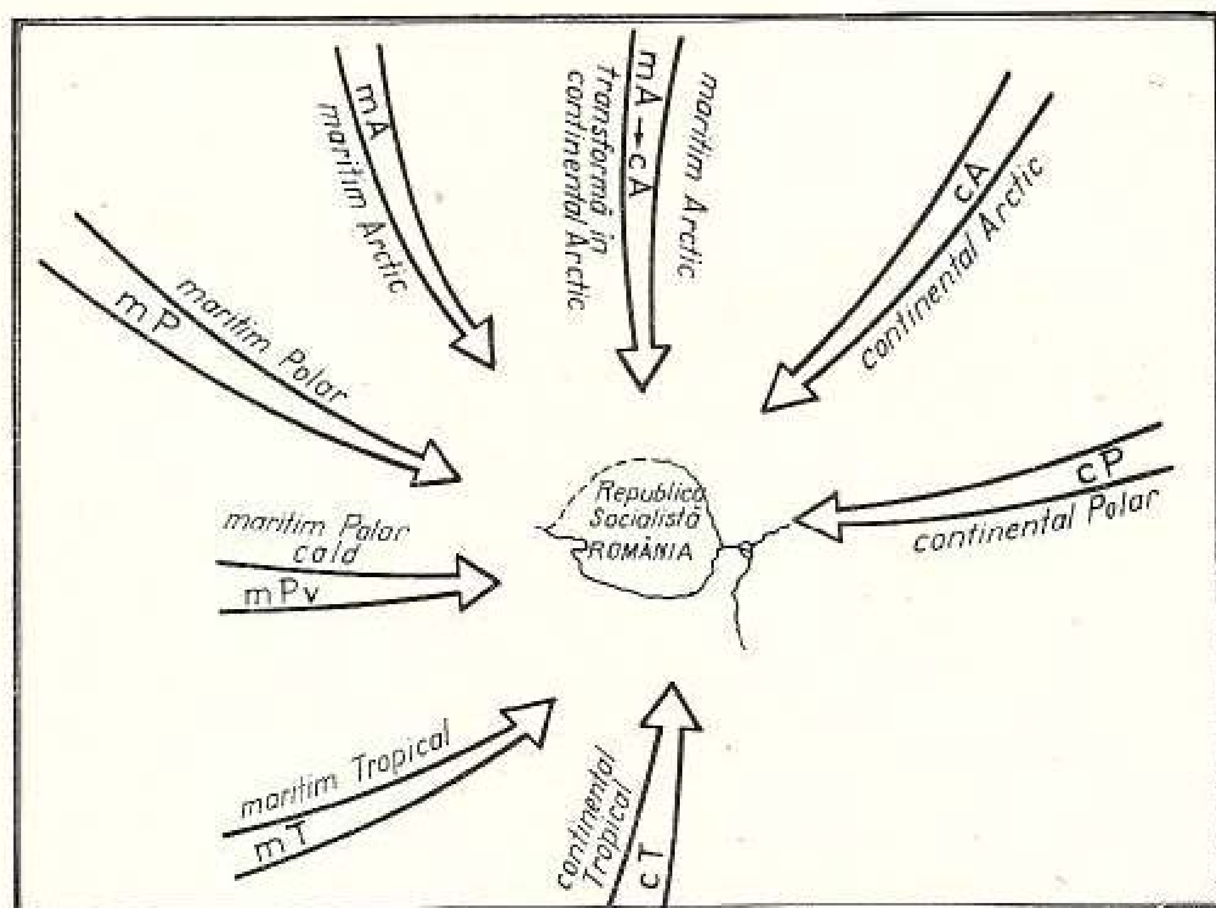


Fig. 53. — Principalele mase de aer care traversează România.

4.3.3. Proprietățile diferitelor mase de aer. Aerul arctic este puternic răcit la bază iarna, din cauza stagnării pe banchizele de gheață polară; este foarte stabil. Cînd se deplasează peste ocean suferă la bază un proces de încălzire și unul de umezire, devenind „maritim arctic" (*mA*), caracterizat prin instabilitate și nori cumuliformi bine dezvoltați pe verticală. Cînd se deplasează peste continent, să zicem peste Scandinavia, aerul maritim arctic se răcește la bază și devine din nou stabil (*cA*).

Vara, aerul arctic se află în echilibru de temperatură cu banchizele de gheață care se topesc; se răcește ușor la bază, formînd o slabă inversiune termică. Întrucît grosimea stratului răcit de la bază este mică, masa de aer arctic în deplasare își pierde complet și repede caracterele originale.

În aerul arctic, tropopauza este joasă, între 5 și 8 km.

— *Aerul polar maritim* este un aer arctic alterat (transformat) după un lung drum făcut deasupra suprafețelor marine. Prin încălzire și umezire la bază, el devine instabil și este însoțit de nori cumuliformi care sînt mai puțin dezvoltați decît cei din aerul maritim arctic. *Iarna*, acest aer ajungînd pe continent, se usucă și devine stabil. *Vara*, el devine foarte instabil pe continent, întrucît se încălzește foarte mult ziua în contact cu solul; de aceea, norii cu dezvoltare verticală sînt puternici ziua.

Aerul maritim polar (*mP*) este în general cald iarna și rece vara. Înălțimea tropopauzei variază între 8 și 10 km.

— *Aerul polar continental* își are originea în ținuturile nordice ale continentelor unde formează anticiclonii termici ai Asiei și Americii, care stagnează luni în șir, cînd solul este acoperit de zăpadă. *Iarna*, masele de aer continental polar au aceleași proprietăți ca și aerul arctic, sînt însă mai reci decît acestea. Fiind răcite la bază, ele sînt stabile. Prin învechire, devin din ce în ce mai umede. Înălțimea tropopauzei este mică (5—6 km). *Vara*, aerul continental polar este foarte des un aer maritim polar continentalizat, din cauza stagnării deasupra continentului și îndeosebi deasupra Scandinaviei. El determină în general timp frumos și rece („răciri de vară"). Tropopauza are o altitudine de 10 km.

— *Aerul tropical maritim* este cald, umed și instabil. *Iarna*, acest aer se răcește la bază în deplasare spre latitudinile nordice; prin aceasta, el se stabilizează și stabilitatea lui se mărește cînd ajunge pe continente reci; în aceste situații, el se caracterizează prin cețuri dese. *Vara*, aceste mase de aer se încălzesc la bază atunci cînd ajung pe continentul eropean, devenind instabile și însoțite de nori cumuliformi, puternic dezvoltați.

— *Aerul tropical continental* își are originea în regiunile aride, cum sînt Sahara și Arabia. *Iarna*, acest aer este cald și puțin umed. *Vara* este foarte încălzit la bază și de aceea foarte instabil; cînd traversează Marea Mediterană spre Europa se încarcă cu umiditate și alimentează sistemele noroase de tip orajos.

În masele de aer tropical (maritim sau continental), tropopauza se află la 12—15 km.

6. *Aerul ecuatorial* își are originea în centura maritimă din lungul ecuatorului, cuprinsă între maximele barometrice subtropicale din emisfera nordică și sudică. Este un aer cald, umed și instabil în toată grosimea sa. Este caracterizat prin nori *Cumulonimbus* și averse puternice.

4.4. FRONTURI METEOROLOGICE

Atmosfera nu este omogenă, ci fracționată într-un număr destul de mare de mase de aer, mai mult sau mai puțin calde. De la o masă de aer la alta se poate trece uneori printr-o tranziție lentă și continuă, alteori, cînd ele nu s-au amestecat în zona lor de contact, trecerea este bruscă. În acest din urmă caz, regiunea care separă cele două mase

de aer este subțire și poate fi considerată ca o suprafață de contact, numită și *suprafața frontală*.

Această suprafață frontală nu este verticală, ci prezintă o înclinare din cauza aerului mai cald, care fiind mai ușor urcă peste aerul rece, mai greu. Linia sau banda de la sol (intersecția cu planul de altitudine de 0 m) a suprafeței frontale se numește *front*.

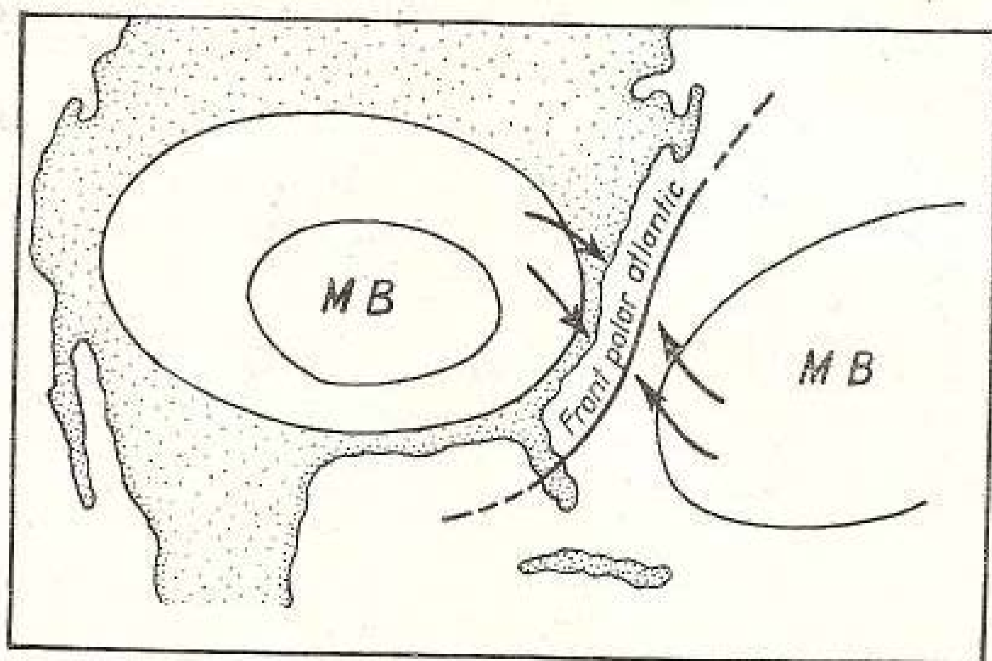


Fig. 54. — Formarea frontului polar atlantic.

Formarea unei suprafețe frontale, deci a unui front la suprafața solului este legată de două condiții indispensabile : condiții *termice* și condiții *mecanice*. Inițial trebuie să existe două mase de aer diferite, una caldă și una rece (comparate între ele), precum și curenți atmosferici care să ducă la un contact cît mai strîns între cele două mase de aer considerate.

Ansamblul acestor două condiții și suprafața frontală care rezultă constituie ceea ce se numește *frontogeneză*.

Pe suprafața globului sînt unele regiuni, unde condițiile pentru formarea fronturilor se realizează frecvent. Un astfel de exemplu foarte cunoscut prin frecvența lui este *frontogeneza frontului polar atlantic din cursul iernii*. În largul coastelor nord-americane există iarna o diferență de temperatură între continentul rece și oceanul cald vecin, precum și curenți convergenți, unii dinspre NV, cauzați de maximul barometric centrat pe America de Nord și alții de SE, dirijați de maximul de presiune centrat în spațiul Insulelor Azore (fig. 54).

Frontul polar atlantic este deosebit de important pentru că, în realitate, el se întinde din America pînă în Europa occidentală și constituie o suprafață de separare între aerul polar al zonei de joasă presiune atmosferică din Islanda și aerul tropical dirijat de anticiclonul (maxim barometric) din Insulele Azore.

Fronturi polare se mai formează iarna în Pacific, Oceanul Arctic, Marea Mediterană, așa cum le vedem schematizate în figura 55.

Și vara se produc frontogeneze polare, însă din cauza contrastelor termice slabe și a gradienților mici de presiune, fenomenele legate de formarea acestor fronturi sînt mult atenuate (fig. 55).

4.4.1. **Perturbații care se nasc pe frontul polar.** Dacă suprafața globului ar fi în întregime acoperită cu apă, frontul polar l-ar înconjura ca o centură, în lungul paralelei de 45°N ; în acest caz, frontul polar ar fi un front staționar. În realitate, din cauza repartiției mărilor și uscatului, masele de aer nu circulă zonal, de la vest la est, ci neregulat, astfel că aerul polar tinde să se deplaseze spre ecuator, iar cel tropical spre poli. Din cauza acestor tendințe, frontul polar prezintă ondulații care sînt cu atît mai accentuate, cu cît frontul polar este deplasat spre sud.

Aceste ondulații prinse în fluxul curentului de vest se nasc, se dezvoltă și mor ; ele sînt însoțite totdeauna de un turbion care evoluează la fel (fig. 56).

La cîteva ore după formarea ondulației apare următoarea suită de fenomene : limba de aer cald pătrunde în aerul rece, unde formează așa-numitul *sector cald* (fig. 57) și împarte ondulația formată pe frontul polar în două părți :

— una împinsă și înlocuită de aerul cald și care este numită *front cald* și

— alta împinsă de aerul rece, care înlocuiește aerul cald, numită *front rece*.

Porțiunea de front polar împinsă de aerul cald generează frontul cald, iar porțiunea care reacționează în urma invaziei calde formează frontul rece.

Perechea „front cald" și „front rece" constituie o „perturbație" atmosferică, un turbion care va forma o zonă depresionară în vîrful sectorului cald (fig. 58). Fenomenele care se succed sînt următoarele :

— aerul rece anterior se diferențiază de cel rece posterior, care este în general mai rece ;

— aerul rece posterior se deplasează mai repede decît aerul rece anterior, din care cauză sectorul cald se îngustează mereu pînă ce frontul rece atinge frontul cald ;

— minimul mobil de presiune, legat de perturbație, se desprinde de vîrful sectorului cald, situîndu-se la nord de acesta ;

— aerul cald, corespunzător sectorului cald, este svîrlit în altitudine, unde formează o vale caldă care se întinde din vîrful sectorului cald la centrul depresiunii mobile. Acest proces se numește „ocluziune" (fig. 58).

Începînd cu acest stadiu, perturbația își încetează activitatea ; aerul este deplasat în altitudine, ocluziunea se detașează de perturbație, depresiunea mobilă se umple și perturbația se stinge sau moare.

4.4.2. **Clasificare, caracteristici și reprezentare simbolică a fronturilor.** Clasificarea fronturilor se bazează pe mișcarea relativă a maselor de aer în lungul frontului polar. Se disting următoarele fronturi :

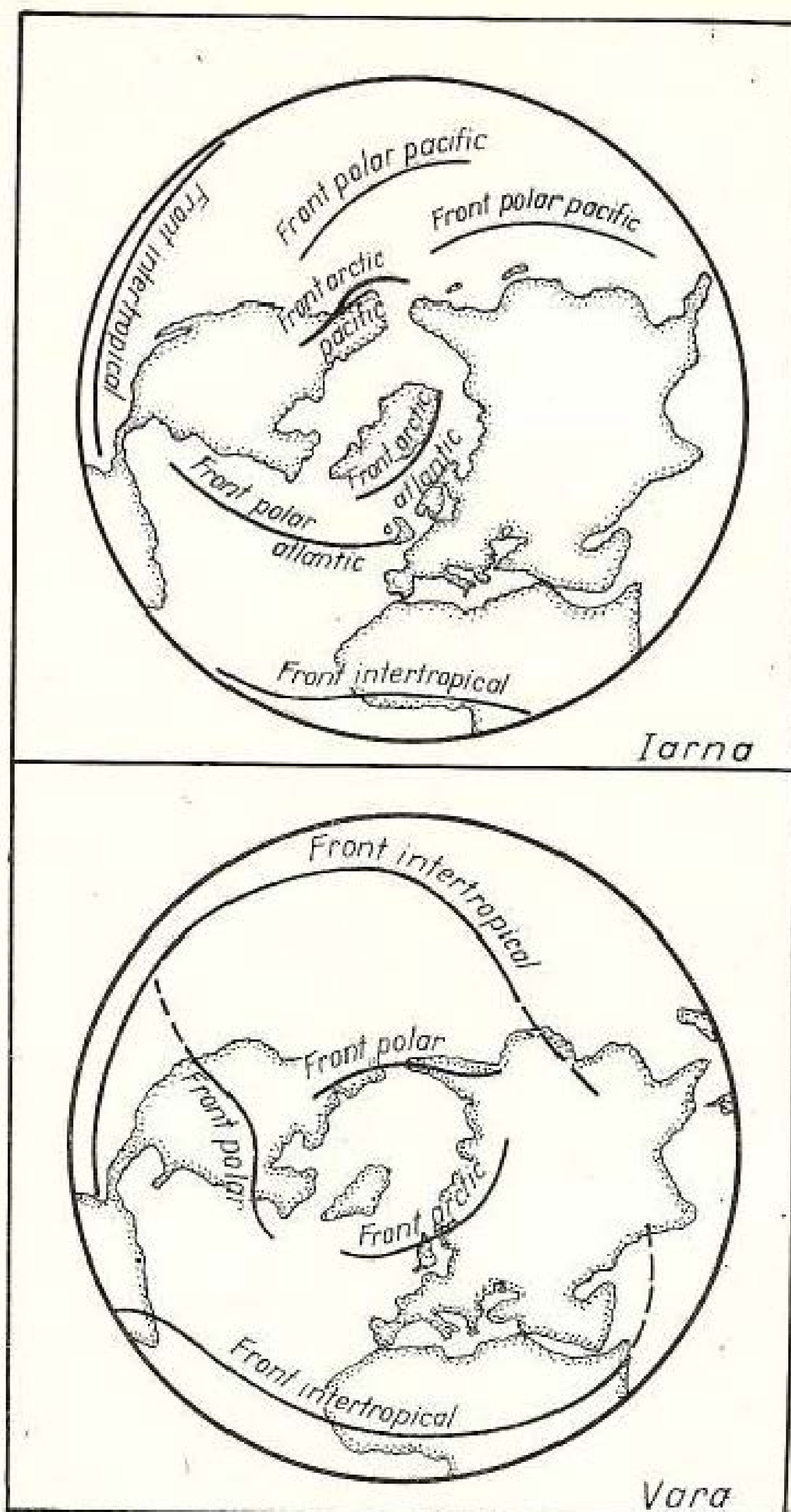


Fig. 55. — Principalele fronturi din emisfera nordică (iarna și vara).

a) *Front cald*, este frontul în lungul căruia aerul cald, în deplasare, înlocuiește aerul rece. Suprafața frontală între cele două mase de aer (cea rece care se retrage și cea caldă care înaintează) are o pantă de ordinul 1/200 la 1/1 000 (fig. 59).

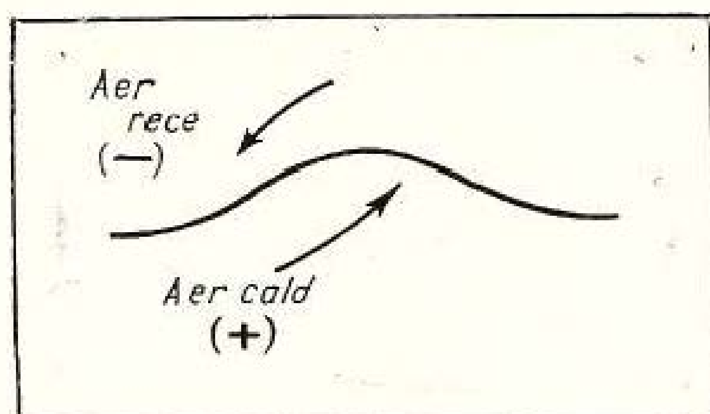


Fig. 56. — Ondulație pe front polar.

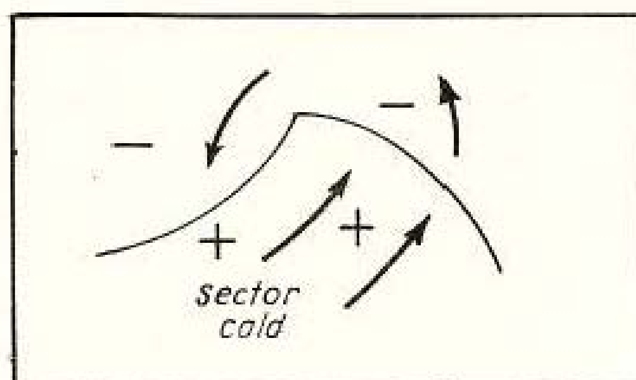


Fig. 57. — Formarea sectorului cald.

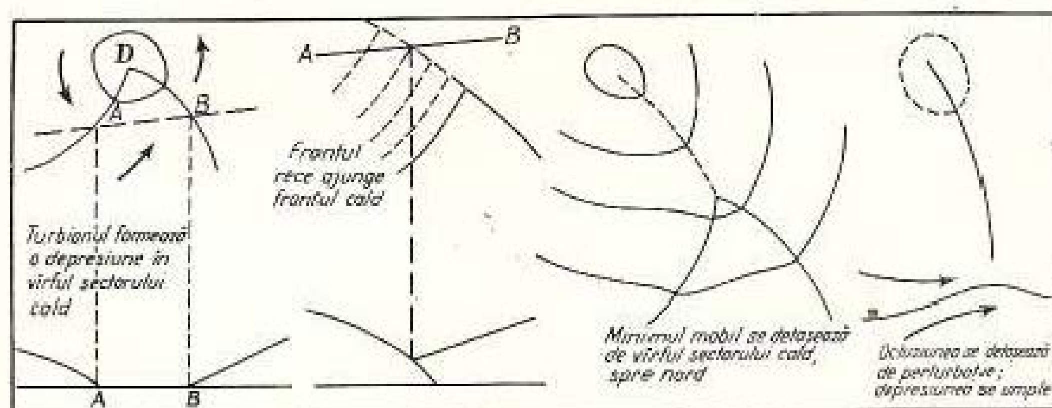


Fig. 58. — Evoluția unei perturbații atmosferice (pereche de fronturi).

Pe hărțile sinoptice fronturile calde se trasează cu linii roșii sau linii negre cu semicercuri plasate pe partea de înaintare a frontului. Principalele caracteristici ale frontului cald sînt :

Norii. Înainte ca frontul să atingă solul apare pe cer următoarea succesiune de nori : *Cirus, Cirrostratus, Altostratus* și *Nimbostratus,*

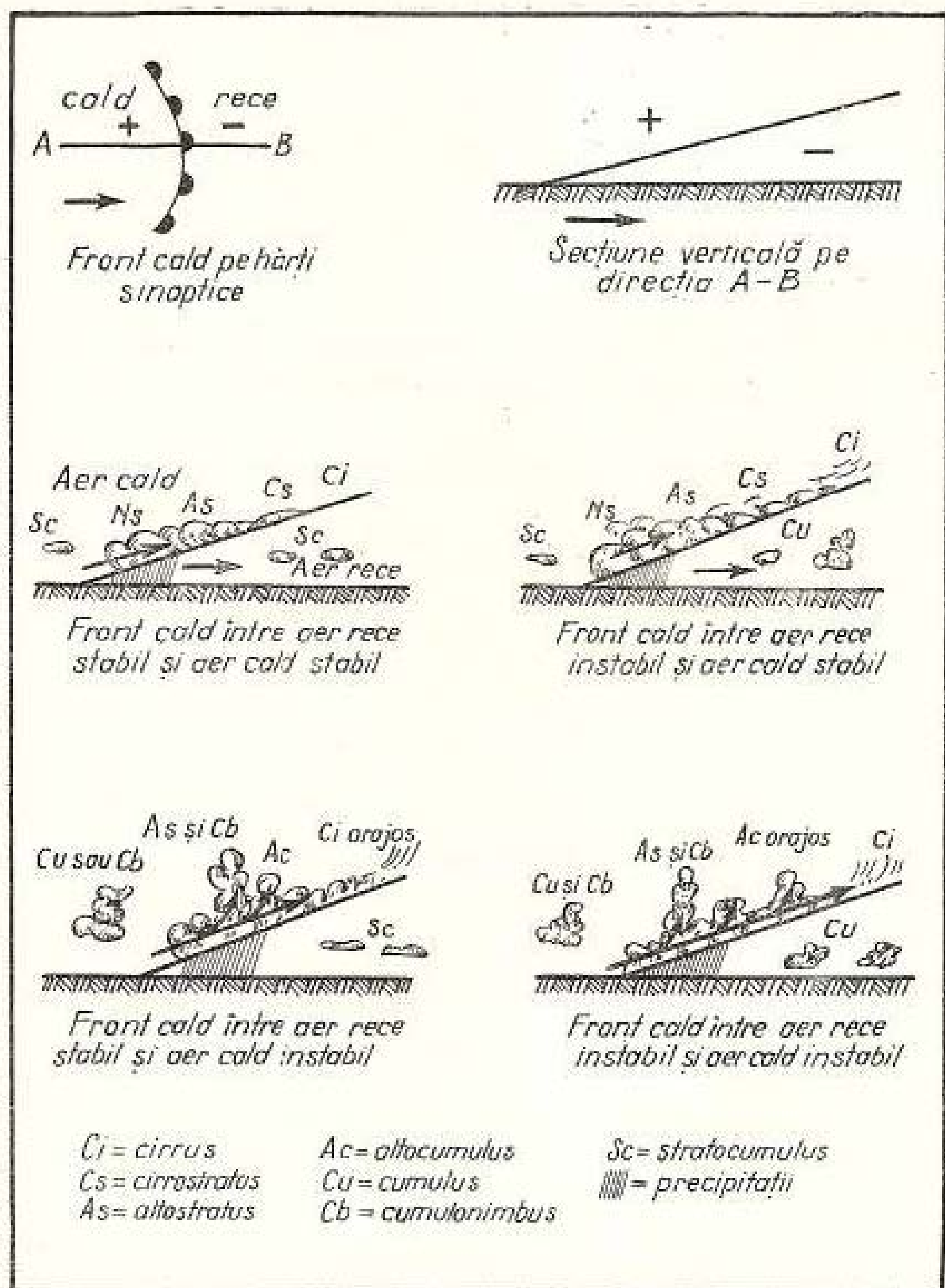


Fig. 59. — Principalele tipuri de front cald și norii caracteristici acestuia.

dacă frontul face parte dintr-o zonă depresionară tipică. Dacă sistemul depresionar este atenuat, atunci pe cer predomină *Altocumulus*.

Precipitațiile. Cad precipitații continue, chiar înainte de trecerea frontului la sol. Dacă aerul cald este instabil peste ploile continue se suprapun și averse. Banda de ploi este lată de circa 300 km.

Temperatura. În urma frontului, temperaturile sînt cu cel puțin 2° mai ridicate decît cele din fața frontului.

Presiunea. Aproape totdeauna se produce o scădere de presiune înaintea frontului cald și o scădere ușoară sau o staționare a presiunii în urma frontului.

Vînt. Se produce, în general, o discontinuitate în direcția vîntului și anume în fața frontului cald (în emisfera nordică), vîntul bate din sectorul SSV, iar după trecerea frontului, bate din V.

Temperatura pseudodiabatică potențială a termometrului ud crește rapid.

b) *Front rece.* Este frontul în lungul căruia aerul rece, în deplasare, înlocuiește aerul cald. Panta suprafeței frontale dintre cele două mase de aer (cea caldă care se retrage și cea rece care înaintează) este de ordinul 1/10 la 1/200 (fig. 60).

Pe hărțile sinoptice, fronturile reci sînt trasate în culoarea albastră sau cu linii negre, avînd triunghiuri pe partea înspre care se deplasează. Principalele caracteristici ale frontului rece sînt :

Norii. Frontul este uneori însoțit de sisteme noroase stabile, iar cel mai frecvent, de sisteme noroase instabile, cum sînt :*Cirrocumulus, Altocumulus lenticularis, Cumulus congestus* și *Cumulonimbus.*

Precipitațiile. După tipul de sistem noros, precipitațiile pot fi continue, cînd aerul cald din față este stabil și — cel mai frecvent — sub formă de averse, cînd aerul cald este instabil. Banda de precipitații este de circa 70 km.

Temperaturile sînt ridicate în fața frontului și scăzute în spatele lui.

Presiunea. În general, înaintea frontului se produce o scădere sau o staționare a presiunii atmosferice, iar în urma lui o creștere accentuată.

Vîntul prezintă o discontinuitate de direcție și viteză, în sensul că înaintea frontului bate din V, iar după trecerea lui bate din NV, intensificîndu-se. Cînd frontul rece este însoțit de nori *Cumulonimbus* se înregistrează vînt în rafale.

Umezeala relativă crește la maximum în momentul trecerii frontului și scade în spatele lui.

c) *Front cvasistaționar.* Este frontul în lungul căruia nu se constată nici o mișcare relativă a aerului cald, în raport cu aerul rece, sau a aerului rece în raport cu cel cald.

Pe hărțile sinoptice, el se trasează, prin două linii paralele, colorate în roșu și albastru, respectiv în fața aerului cald și a celui rece, sau printr-o linie neagră, prevăzută cu semicercuri în direcția de deplasare a aerului rece și cu triunghiuri în direcția de deplasare a aerului cald (fig. 61).

Frontul cvasistaţionar se caracterizează prin :

— *Norii. Stratocumulus* sau *Stratus* cu limita superioară pînă la 1 000 m, iar baza între 100—150 m.

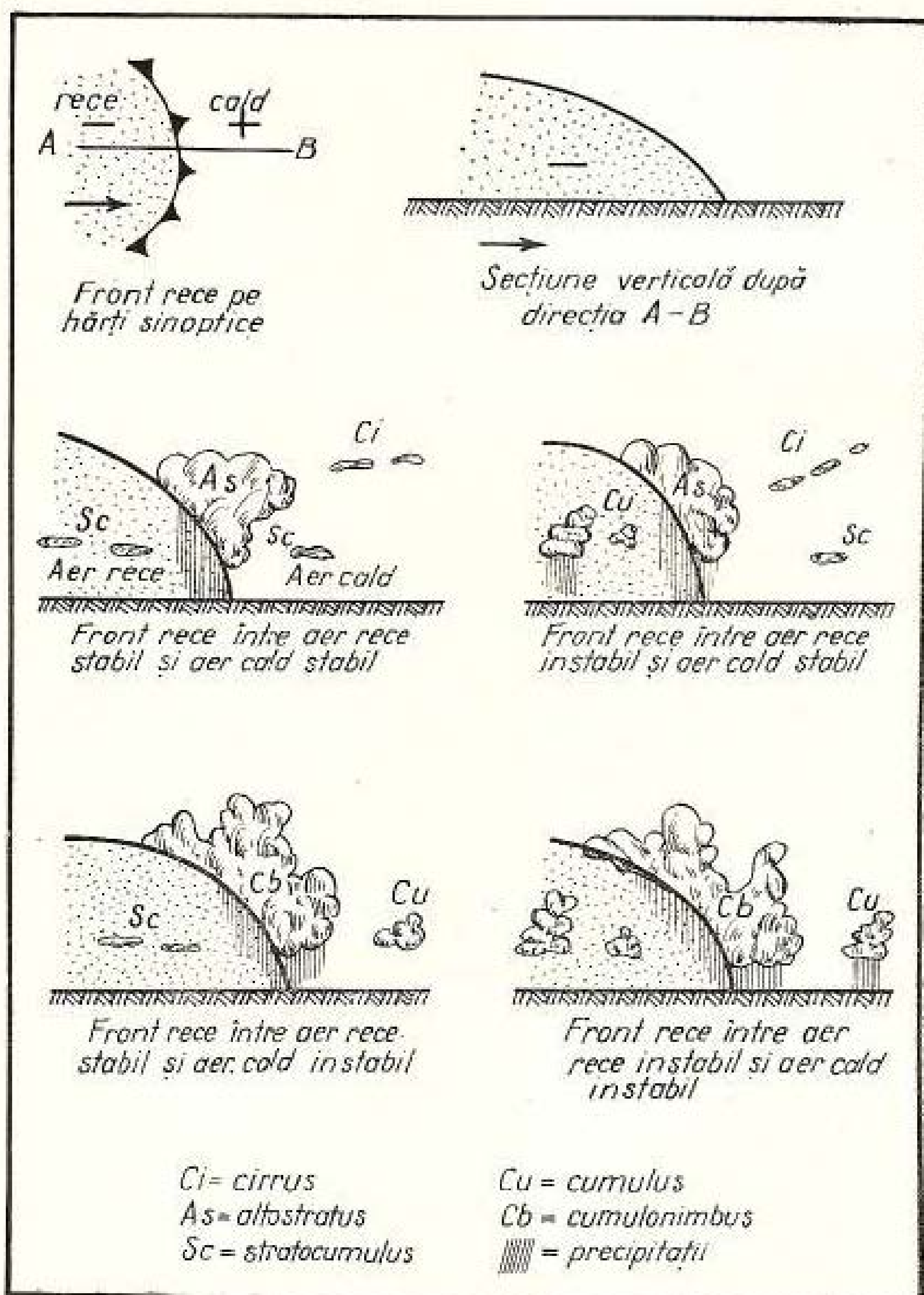


Fig. 60. — Principalele tipuri de front rece şi norii caracteristici acestuia.

— *Precipitațiile* sub formă de burniță, ceață și piclă groasă, foarte frecvente. Banda de timp urît, umed și cețos este de 50—100 km, fiind rar mai îngustă de 50 km sau mai largă de 150 km.

— *Temperatura* este mult mai scăzută în sectorul rece al frontului decît în cel cald. Aerul cald nu are mișcare ascendentă.

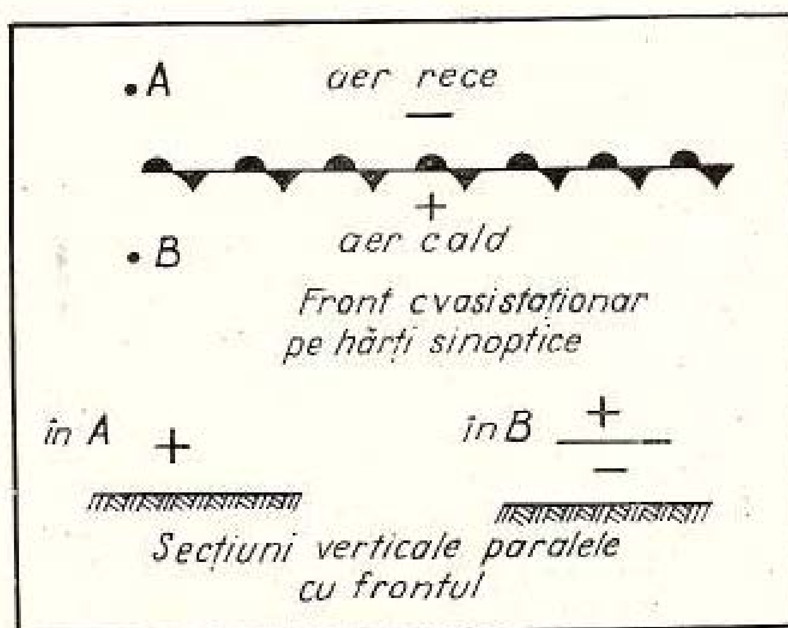


Fig. 61. — Caracteristici ale frontului cvasistaționar.

Frontul staționar este paralel cu izobarele și aerul curge în lungul lor, făcînd cu ele, din cauza frecării, un unghi.

Frontul staționar rămîne imobil un timp destul de scurt, pentru că diferitele lui sectoare se deplasează într-un sens sau altul, luînd caracter de front cald sau de front rece.

d) *Fronturi ocluse.* Procesul de ocluziune corespunde joncțiunii frontului rece cu cel cald și se manifestă după această unire printr-o vale, un „talveg" de aer cald, aruncat în altitudine și prin întîlnirea la sol a două mase de aer rece. Între cele două mase de aer rece (dacă ele sînt deosebite din punct de vedere termic) se menține o suprafață de front cald sau de front rece, după cum aerul anterior este mai rece sau mai puțin rece decît aerul posterior. Sînt deci 3 feluri de ocluziuni :

1. *Front oclus cu caracter de front cald.* Acesta se formează atunci cînd aerul anterior este mai rece și rămîne în contact cu solul (fig. 62), iar cel din spate alunecă deasupra lui. Acest front se caracterizează prin :

— *nori* stratiformi și cumuliformi, care acoperă cerul pe vaste întinderi. Norii sînt în mai multe straturi ;

— *precipitații* de lungă durată care iau și caracter de ploi torențiale. După trecerea acestui front, cerul rămîne noros, cu nori *Stratocumulus*, iar temperatura staționară.

2. *Front oclus cu caracter de front rece.* Acesta se formează atunci cînd aerul posterior este mai rece decît cel anterior ; aerul rece aruncă în altitudine atît aerul cald, cît şi aerul rece anterior (fig. 62). Se caracterizează de asemenea prin :

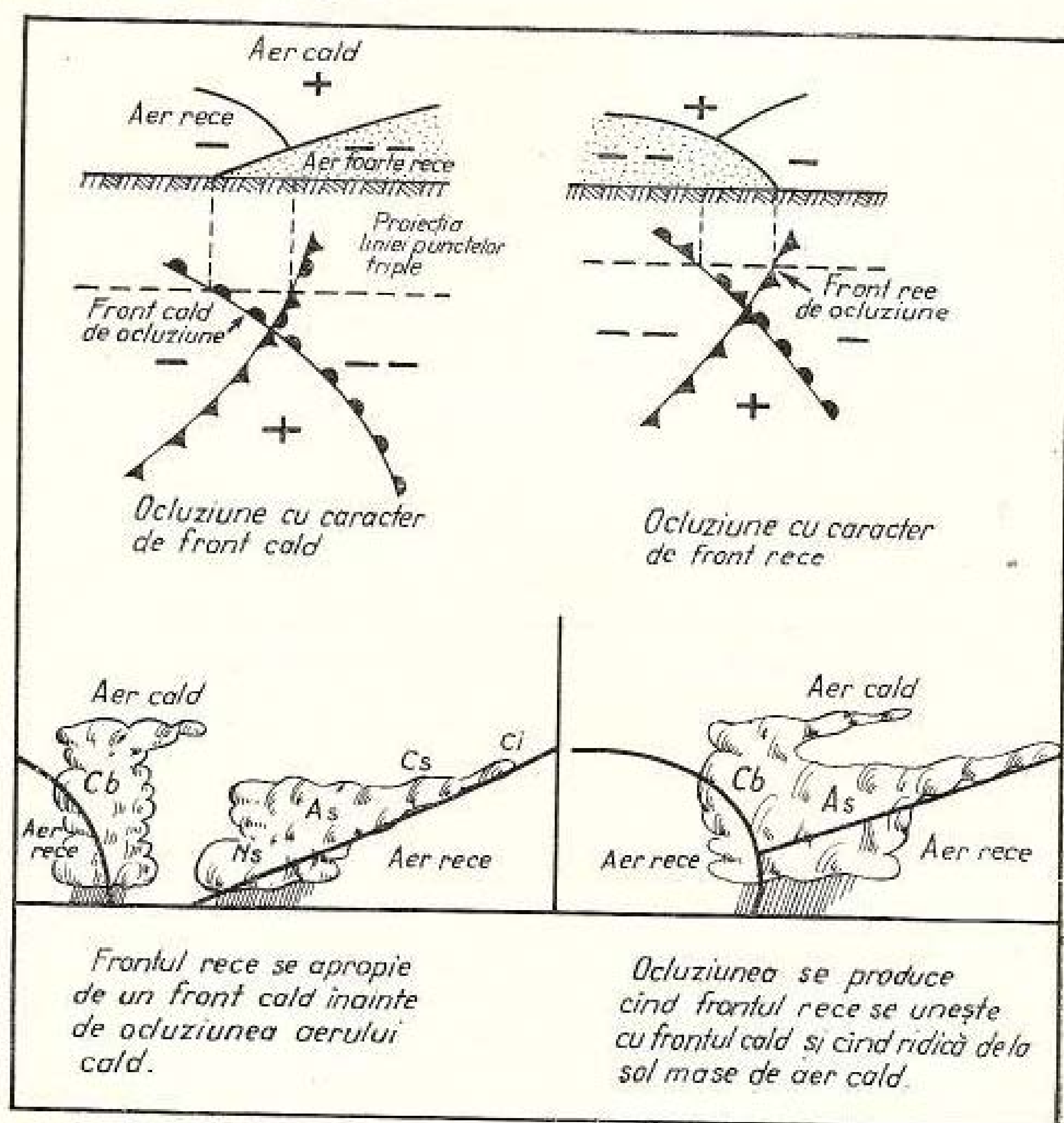


Fig. 62. — Principalele fronturi de ocluziune.

— *nebulozitate* mare şi nori pe etaje pînă la 5 000 m (nori stratiformi succedaţi de nori *(Cumulonimbus)* ;

— *precipitaţii* abundente, continue, urmate de averse torenţiale. După trecerea frontului, cerul devine variabil, cu înseninări accentuate, iar temperatura scade.

3. *Front oclus neutru.* Se produce rar şi numai în cazul cînd aerul rece anterior şi cel posterior au aceleaşi temperaturi.

Fronturile și izobarele. Pe hărțile sinoptice, după identificarea diferitelor tipuri de fronturi, se trasează izobarele, care sînt linii ce trec prin punctele cu aceeași presiune. Cu ajutorul fronturilor se separă diferite mase de aer, iar prin izobare se separă regiuni dominate de

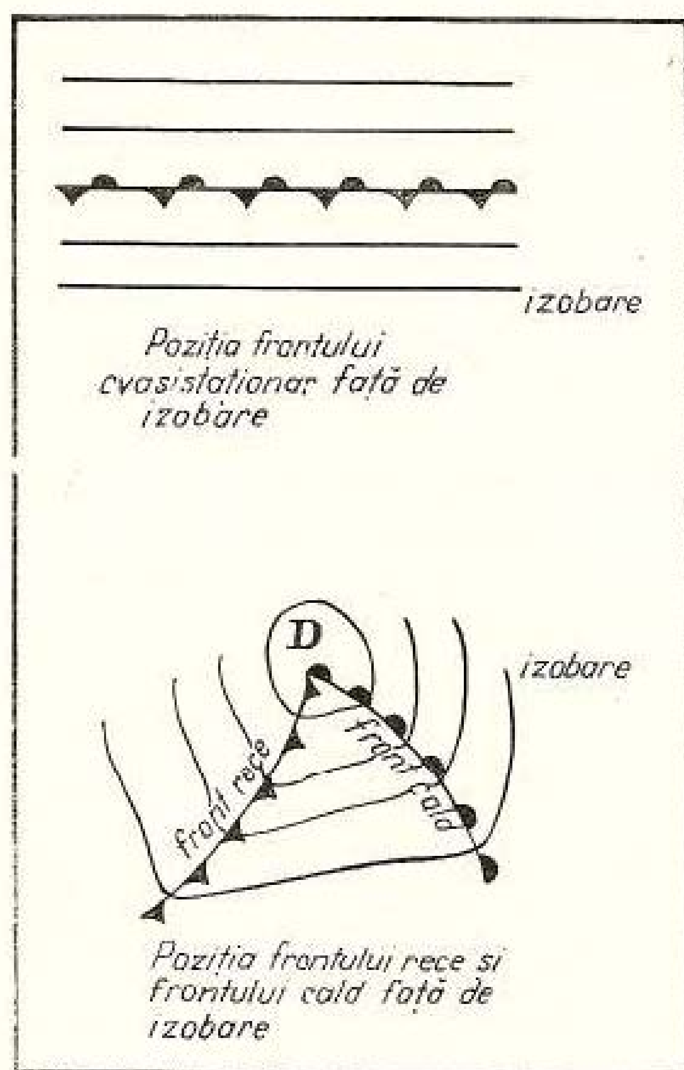


Fig. 63. — Fronturi și izobare.

diferite tipuri barice (ciclon, anticiclon, talveg etc.). Între fronturi și izobare (fig. 63) sînt posibile numai două poziții și anume :

— *Izobare paralele cu frontul* care sînt posibile numai în cazul frontului cvasistaționar, deci acolo unde atît masa de aer cald, cît și masa de aer rece sînt la fel de active.

— *Izobarele taie frontul* în majoritatea cazurilor, această situație fiind și cea mai frecventă. În cazul acesta se constată o ruptură (o schimbare de direcție a izobarelor), ceea ce arată că frontul se găsește pe un talveg izobaric caracterizat prin diferență de temperatură și prin discontinuitate de direcție și de viteză a vîntului la trecerea frontului.

Structura termică a fronturilor. Dacă suprafața de discontinuitate care separă două mase de aer ar fi perfectă, atunci stratificarea atmosferei (într-o secțiune făcută în front) ar trebui să arate ca cea din figura 64, iar sondajul aerologic făcut în punctul A să prezinte aspectul din aceeași figură.

În realitate, fenomenele nu se produc chiar atît de net de la o masă de aer la alta și suprafața de discontinuitate ce separă aceste

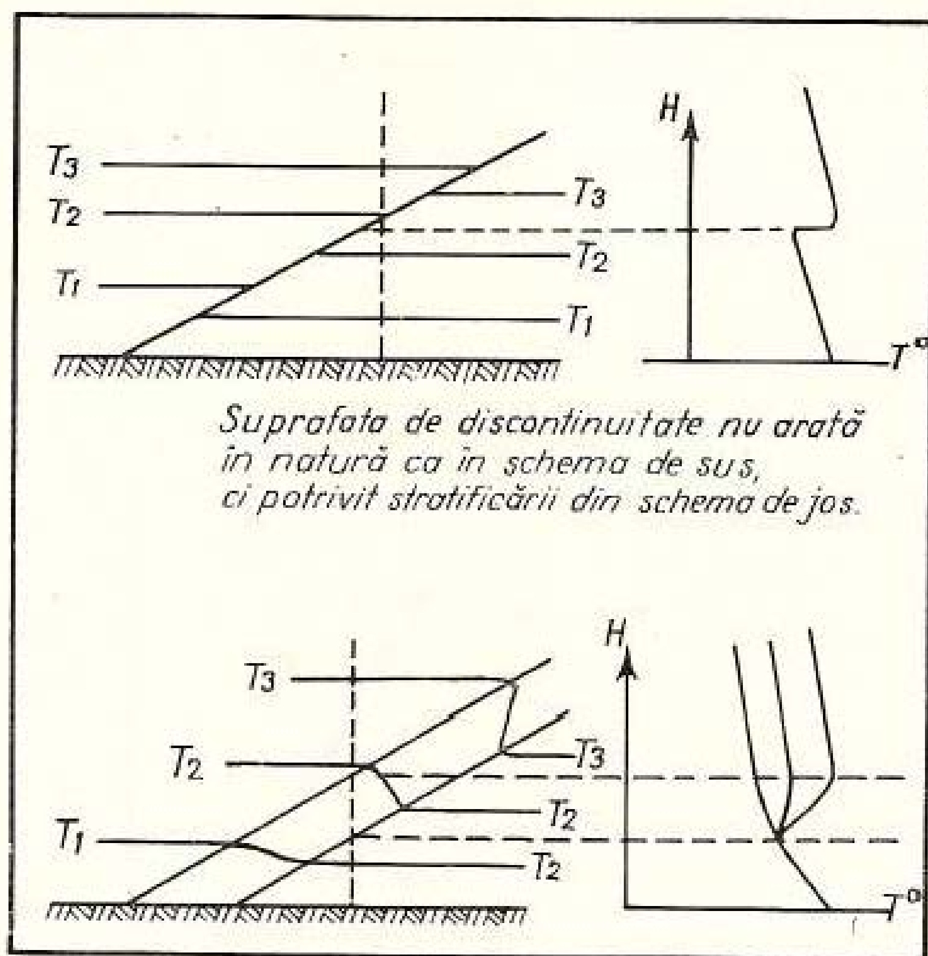


Fig. 64. — Structura termică a fronturilor.

mase de aer nu este o suprafață, ci o pătură (un strat) de tranziție, care își are grosimea sa, mai mare sau mai mică. Cu cît pătura este mai subțire, cu atît trecerea este mai bruscă.

Structura termică a fronturilor și alura radiosondajului sînt cele indicate în figura 64.

Trebuie reținut că atunci cînd zona de tranziție are o grosime verticală de cîteva sute de metri, lărgimea orizontală a acestei zone este de cîteva zeci de kilometri.

Familii de perturbații (perechi de fronturi). Cînd s-a vorbit de frontul polar s-a arătat pe scurt evoluția unei perturbații în timp. În

cele ce urmează se vor trece în revistă fenomenele care au loc (în spațiu) în lungul frontului polar.

În lungul frontului polar se formează mai multe ondulații (dacă aceste ondulații nu apar, frontul polar este cvasistaționar), care creează, fiecare, o pereche de front cald-front rece. Aceste perturbații se succed una după alta, formînd o *serie* sau o *familie*. Cea mai veche perturbație este cea care se găsește la E (în emisfera nordică) (fig. 65).

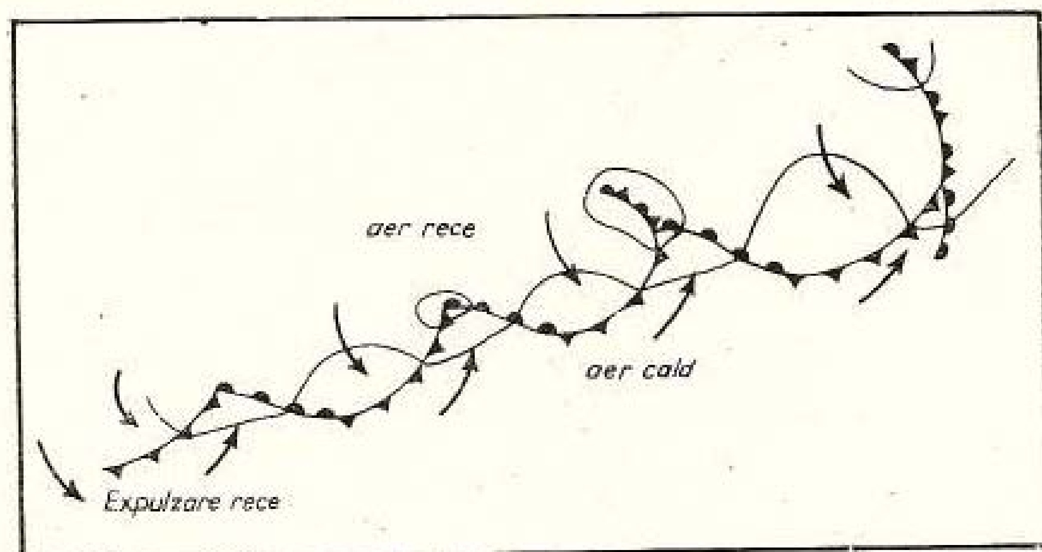


Fig. 65. — Familie de perturbații atmosferice.

Într-o succesiune normală de la trecerea unei perturbații la alta se scurg 48 de ore, iar după trecerea unei întregi familii, compusă frecvent din 4—5 perturbații, se produce o largă trecere spre S a aerului polar, cunoscută în sinoptică sub denumirea de „expulzarea frigului".

Variația presiunii la trecerea fronturilor. Variațiile mari ale presiunii atmosferice se datoresc deplasării perturbațiilor atmosferice (care se adîncesc sau se umplu), precum și evoluției *cîmpului stabil* al presiunii.

Așa cum s-a arătat și mai înainte, fronturile coincid cu văi sau talveguri aeriene, ceea ce înseamnă că trecerea unui front este totdeauna însoțită de o scădere, urmată de o creștere a presiunii aerului. La trecerea unei perturbații, presiunea variază astfel: în fața frontului cald scade, în sectorul cald staționează sau scade ușor, iar în spatele frontului rece crește accentuat. Pe hărțile sinoptice, această variație a presiunii aerului se apreciază prin așa-numita „tendință barometrică", care înseamnă variația presiunii în decurs de 3 ore înaintea orei de observație sinoptică și care se citește pe diagrama barografului sau se stabilește, făcîndu-se diferența dintre valorile presiunii citite la cele două momente de observație situate la un interval de timp de 3 ore.

Pe aceste hărți se constată că maximul de scădere de presiune se situează în fața frontului oclus și în fața *punctului triplu*, unde se unesc frontul cald, rece și oclus (fig. 66).

Sisteme noroase și fronturi. Norii nu apar dezorganizat pe cer, ci formează adevărate „sisteme noroase". Astfel, un gen de nor este o indicație pentru formarea sau succesiunea altui gen. Cel mai tipic și mai important sistem noros este cel care însoțește o perturbație (o depresiune barică) în plină dezvoltare.

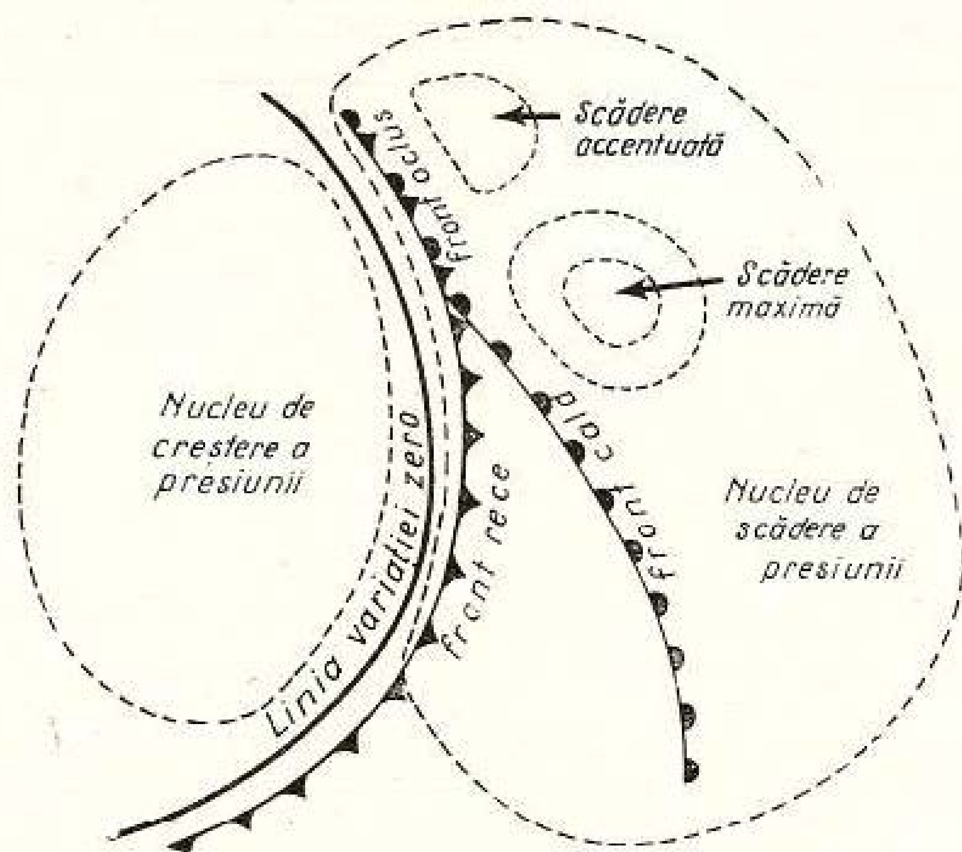


Fig. 66. — Variația presiunii la trecerea fronturilor.

La un astfel de *sistem noros depresionar* (fig. 67) se deosebesc următoarele părți : *fruntea* sistemului, formată din nori înalți *(Cirrus* și *Cirrostratus)*, care înnourează accentuat cerul, urmată de *corpul* sistemului, alcătuit din nori mijlocii și inferiori *(Altostratus* și *Nimbostratus)*, ce acoperă integral cerul și care dau precipitații. Ultima parte a sistemului este *coada sau trena*, formată din nori *Stratocumulus, Cumulus* și *Cumulonimbus*, care dau averse, grenuri și rafale de vînt. Sub trena sistemului, cerul este variabil, cu înseninări deosebit de agreabile. De o parte și de alta a corpului sistemului sînt așa-numitele „margini", formate din nori înalți *(Cirrus)* și mijlocii *(Altostratus* și *Altocumulus)*, aflați în continuă transformare.

Între două sisteme noroase există o zonă numită de „interval". De multe ori, un sistem noros este legat cu cel următor printr-o „zonă de legătură", formată din nori *Stratus* și *Stratocumulus*.

În afară de acest sistem noros principal mai există două sisteme și anume :

— unul legat de perturbațiile atmosferice atenuate și care are „corpul" format din *Altocumulus* asociat cu *Altostratus*, dînd precipitații slabe și ceață ușoară ;

— altul este „sistemul orajos", mai puțin organizat, la care trena se confundă cu corpul, fiind formate din nori *Cumulus*, *Cumulonimbus*

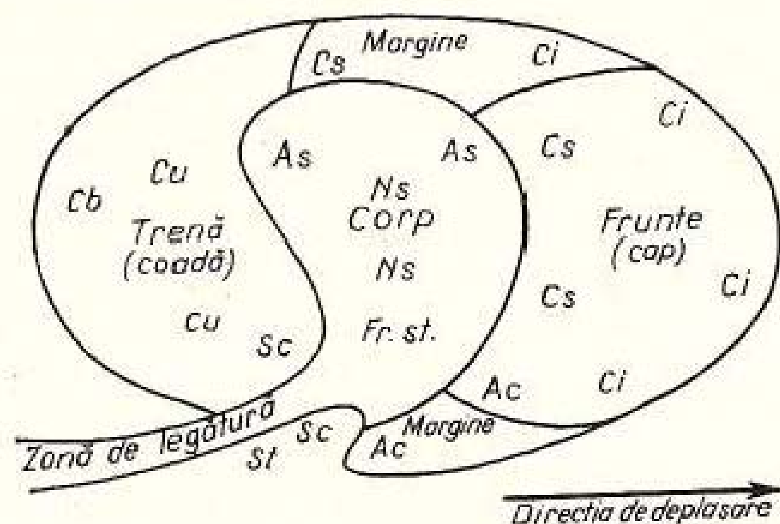


Fig. 67. — Structura unui sistem noros.



Fig. 68. — Înlănțuirea mai multor sisteme noroase.

și alți nori caracteristici instabilității termice a aerului (*Cirrocumulus* etc.).

Fronturile unei perturbații (frontul oclus, cald și rece) sînt legate de corpul sistemului noros, iar sectorul cald reprezintă zona de legătură dintre perturbații și sisteme noroase. În figura 68 se schematizează trei perturbații și sistemele noroase legate între ele.

4.4.3. **Alte tipuri de fronturi.** Fronturi reci secundare. În multe cazuri, masa de aer rece din spatele unui front rece este alcătuită din mai multe mase de aer din ce în ce mai reci. Suprafețele care separă aceste valuri (zise și „picături") se numesc „fronturi reci secundare", caracterizate prin nori *Cumulonimbus*, furtuni violente, linii de „gren" și alte fenomene periculoase. Pe hărțile sinoptice, aceste fronturi secundare sînt identificate prin mai multe nuclee de creștere a tendinței barometrice (fig. 69).

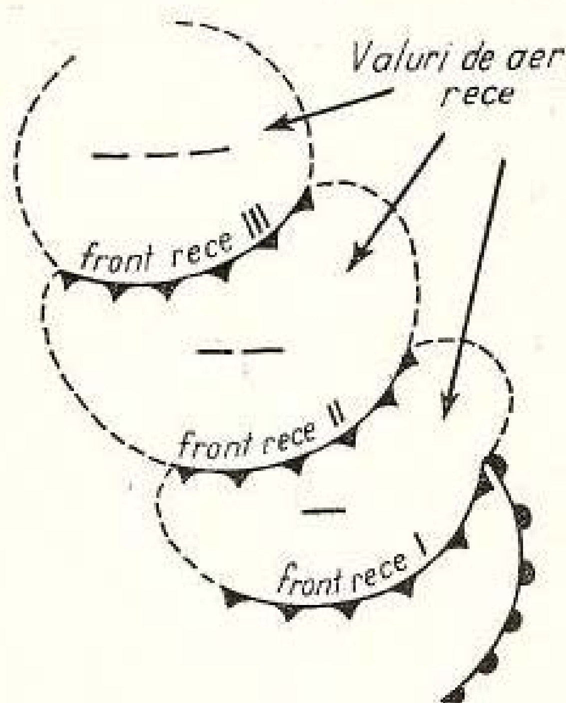


Fig. 69. — Fronturi reci secundare.

Secluziune. Dacă în timpul deplasării, o pereche de fronturi (o perturbație) întîlnește un obstacol, un munte de exemplu, se produce, în zona de contact cu obstacolul, o frînare a frontului cald, care este ajuns din urmă de cel rece. Are loc o strangulare a perturbației, numită *secluziune* (fig. 70).

Ocluziune retrogradă. În unele cazuri se întîmplă ca ocluziunea să aibă o deplasare încetinită în raport cu restul perturbației. În această situație se pare că frontul oclus se curbează în spatele frontului rece și de aceea apar pe cer caracteristicile „trenei", nori mijlocii care dau în asociere cu nori inferiori precipitații (fig. 71).

În afară de regulile clasice privind formarea și distrugerea fronturilor, pe care le-am trecut în revistă în cele precedente, vom menționa

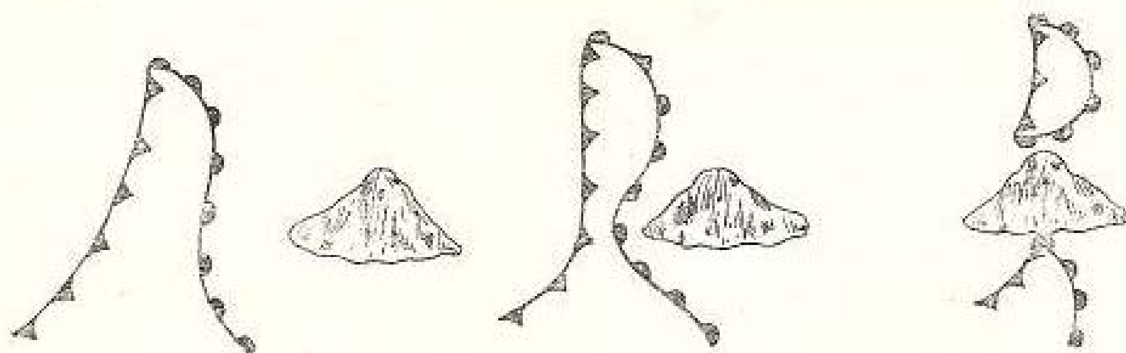


Fig. 70. — Secluziunea unei perturbații, datorită unui obstacol orografic.

succint și alte procese de frontogeneză (formarea fronturilor) și frontoliză (distrugerea fronturilor) ce au loc în atmosferă.

Frontogeneză datorită unei discontinuități a suprafeței subiacente. Cînd o masă de aer se găsește deasupra unei suprafețe caracteristic

discontinue, de exemplu continent-ocean, banchiza de gheață-mare liberă, suprafața acoperită cu zăpadă — suprafața goală etc., atunci masa de aer într-un sector va evolua într-un fel, iar în celălalt sector în

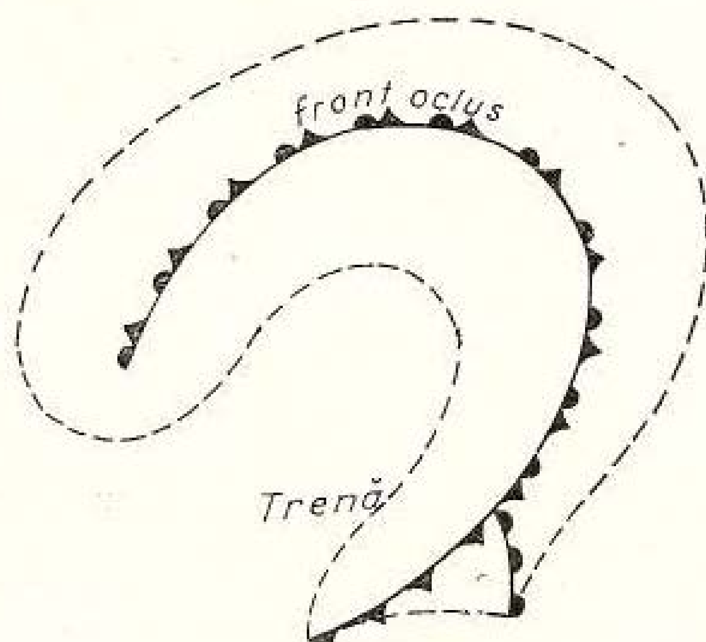


Fig. 71. — Formarea unei ocluzii retrograde.

alt fel. Dacă staționarea aerului durează un timp oarecare sau dacă aerul se scurge în lungul discontinuității, se creează o suprafață de discontinuitate în stratul-limită numai în cazul cînd vîntul este paralel

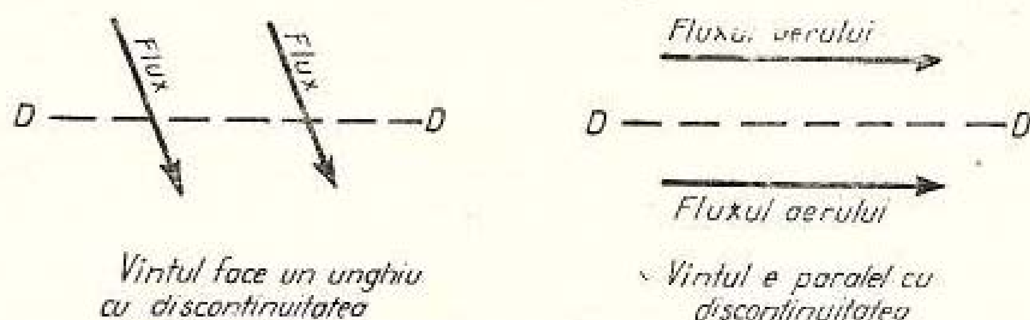


Fig. 72. — Frontogeneză datorită discontinuității suprafeței subiacente.

cu linia de discontinuitate. Cînd vîntul este perpendicular sau suflă dintr-o direcție, care face cu axul discontinuității un unghiu mare, nu se produce frontogeneză (fig. 72).

Frontogeneza datorită diferenței de mișcare. Dacă dintr-o cauză oarecare, în interiorul unei mase de aer se creează o discontinuitate în mișcare, care duce la o divergență orizontală într-o parte a masei

aeriene și la o convergență în cealaltă parte, se formează un front la suprafața solului, dacă acest aer se află în proces de încălzire. În zona de divergență orizontală (datorită unui proces de subsidență) se va forma un aer stabil, care va opri mișcările ascendente și va frîna încălzirea bazei. Dimpotrivă, în zona cu convergență orizontală a masei, datorită ascendenței, se va intensifica convecția termică, accentuînd încălzirea la bază. Această masă caldă va ascensiona peste cea rece și stabilă, creînd un front.

Frontogeneza prin deformare. Cele mai frecvente fenomene de frontogeneză au loc între mase de aer cu temperaturi diferite și mai rar în sînul aceleiași mase de aer, cum a fost în cele două cazuri analizate mai înainte.

Se întîmplă deseori în atmosferă ca deasupra a două regiuni să se formeze cîmpuri de presiune ridicată (anticicloni), iar între acestea, în cruce, să apară concomitent cîmpuri de presiune coborîtă (depresiuni), ca în figura 73. Se formează un fel de „cruce izobarică" (sau șa barometrică), care se caracterizează prin două axe și anume :

— *axa de dilatare sau de confluență* (a' a), în lungul căreia diferitele fluxuri de aer se depărtează de centrul crucii izobarice ;

— *axa de contractare sau de difluență* (b' b), în lungul căreia diferitele fluxuri de aer se apropie de centrul crucii izobarice.

În cazul cînd de o parte sau alta a axei de confluență se găsesc două mase de aer cu temperaturi diferite (izotermele au tendința de a fi paralele cu axa de confluență), atunci aici se vor produce fenomene de frontogeneză.

Fenomene de frontogeneză au loc în atmosferă în orice masă de aer care suferă o deformare. Astfel :

a) Într-un *curent confluent*, o masă de aer cu contur circular ajunge să capete contur eliptic (fig. 73). Dacă între sectoarele x și y ale masei de aer există diferențe de temperatură (iar izotermele sînt paralele cu fluxul de aer), atunci în lungul masei de aer se creează un front (F).

b) Într-un *curent difluent*, aceeași masă de aer ia o formă eliptică în sens transversal fluxului. În acest caz ia naștere un front numai dacă temperatura, în sectoarele a și b ale masei de aer, este diferită (fig. 73).

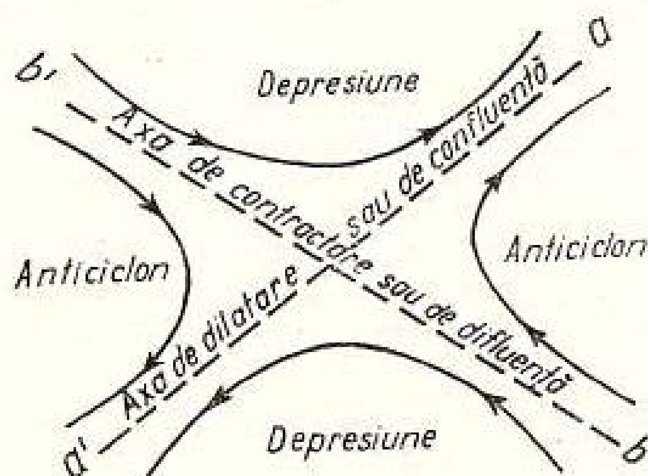
4.4.4. **Procese de frontoliză.** *Frontoliza prin evoluție*. Cînd două mase de aer, diferite din punct de vedere termic și cu suprafață de discontinuitate între ele, se deplasează una lîngă alta mai mult timp deasupra acelorași regiuni, ele sfîrșesc prin a lua proprietăți analoge, dacă se mișcă în aceeași manieră (divergent, convergent sau neschimbat).

Frontoliză prin amestec. Cînd masele de aer se etalează unele peste altele în straturi subțiri, ele nu-și mai păstrează caracteristicile și încep să se amestece, distrugînd suprafețele de discontinuitate, deci fronturile dintre ele.

Frontoliză prin deformare. În toate cazurile de deformare a unei mase de aer se distrug fronturile (proces de frontoliză), dacă nu există

diferențe de temperatură între sectoarele masei de aer care se apropie între ele.

În partea a IV-a a acestei lucrări, privind navigația aeriană în diferite situații atmosferice, se vor analiza și *secțiunile frontologice*.



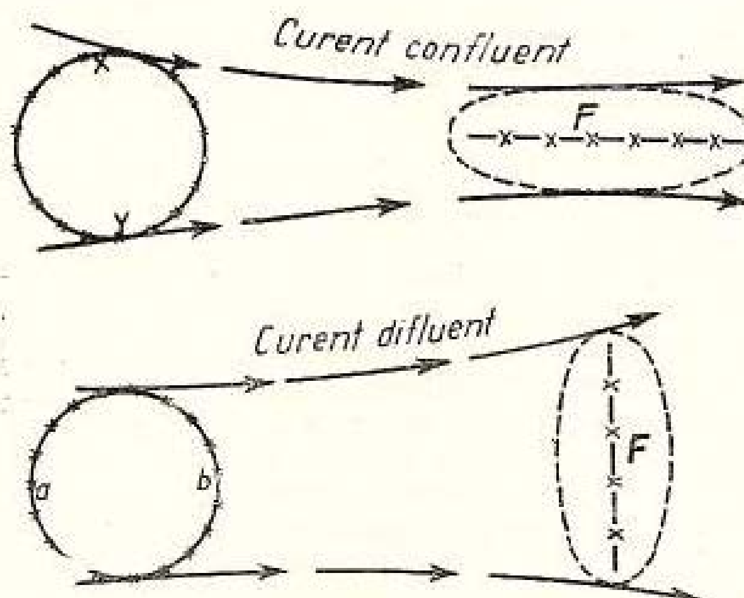


Fig. 73. — Frontogeneză prin deformare.

4.5. FORME BARICE

Așa cum s-a menționat în capitolele anterioare, presiunea aerului scade cu înălțimea și variază de la o regiune la alta, fiind mai ridicată într-o regiune, iar în alta mai coborîtă. Chiar în aceeași regiune, presiunea aerului poate fi ridicată în unele zile și coborîtă în altele. Locul geometric al punctelor din atmosferă, unde presiunea atmosferică, la un moment dat, este aceeași, poartă denumirea de *suprafața izobarică*

sau *suprafața barică*. Atîta timp cît aceste suprafețe barice sînt paralele cu *suprafețele de nivel ale gravitației*, atmosfera se găsește în echilibru. În cazul cînd aceste suprafețe barice se înclină în raport cu cele de nivel, echilibrul atmosferic se strică și încep să bată vînturile. În această situație, suprafețele barice taie suprafețele de nivel după anumite linii, care se numesc *izobare*.

Prin *izobare* trebuie să înțelegem deci liniile care unesc toate punctele ce au, la un moment dat, aceeași presiune și care se găsesc pe aceeași suprafață de nivel. Aceste izobare ne dau o bună imagine a distribuției presiunii pe mari suprafețe, a așa-numitului *cîmp al presiunii*.

Între o hartă cu izobare și una cu curbe de nivel topografic există o mare analogie, întrucît și pe una și pe cealaltă întîlnim curbe închise, care delimitează fie diferitele înălțimi, fie diferitele suprafețe izobarice. Ca și pe hărțile topografice, pe cele izobarice întîlnim diferite forme de relief baric, numite *forme* sau *indivizi barici*.

Principalele forme barice sînt ilustrate în figura 74 și acestea sînt:

a) *Depresiunea barică sau ciclonul* (*D*) este o formă analogă „căldărilor“ sau depresiunilor orografice. Se caracterizează prin izobare închise în jurul unui centru sau nucleu de mică (joasă) presiune. Cota, valoarea izobarelor, descrește din exterior, de la periferia depresiunii spre centru. Obișnuit, izobara periferică are valoarea de 1 010 milibari.

b) *Depresiunea secundară* (*Ds*) se formează într-un fel de buzunar al depresiunii principale cu care se leagă printr-un *culoar depresionar* (*C*).

c) *Talvegul baric* (*T*) este analog unei văi topografice și se caracterizează prin izobare în formă de V. Cotele izobarice descresc din exterior spre valea talvegului.

d) *Anticiclonul (A), maximul baric sau barometric* este analog munților izolați sau mameloanelor topografice. El este format din izobare închise în jurul unui centru de presiune ridicată. Cotele izobarice se măresc de la periferia anticiclonului spre centrul său. Obișnuit, izobara care delimitează maximul baric este de circa 1 020 mb.

Anticiclonul secundar este format dintr-un centru cu presiune ridicată, situat în cîmpul anticiclonului principal.

Dorsala anticiclonică este o prelungire a anticiclonului și are izobarele în formă de U, ale căror cote cresc de la margine spre axul median al dorsalei.

Șaua barică este analogă șeii ce leagă două masive muntoase. Izobarele au forma a două sisteme de hiperbole conjugate. Cotele izobarelor cresc din exterior spre axul șeii.

Brîul anticiclonic este o unire de mai mulți anticicloni prin șei barometrice.

Familiile de cicloni sînt serii de 3—4 zone depresionare legate prin culoare de joasă presiune. Între cicloni se prelungesc dorsale anticiclonice.

Mlaștina barică este un cîmp de presiune uniformă, în interiorul căruia se conturează mai multe zone sau centre ciclonice slabe.

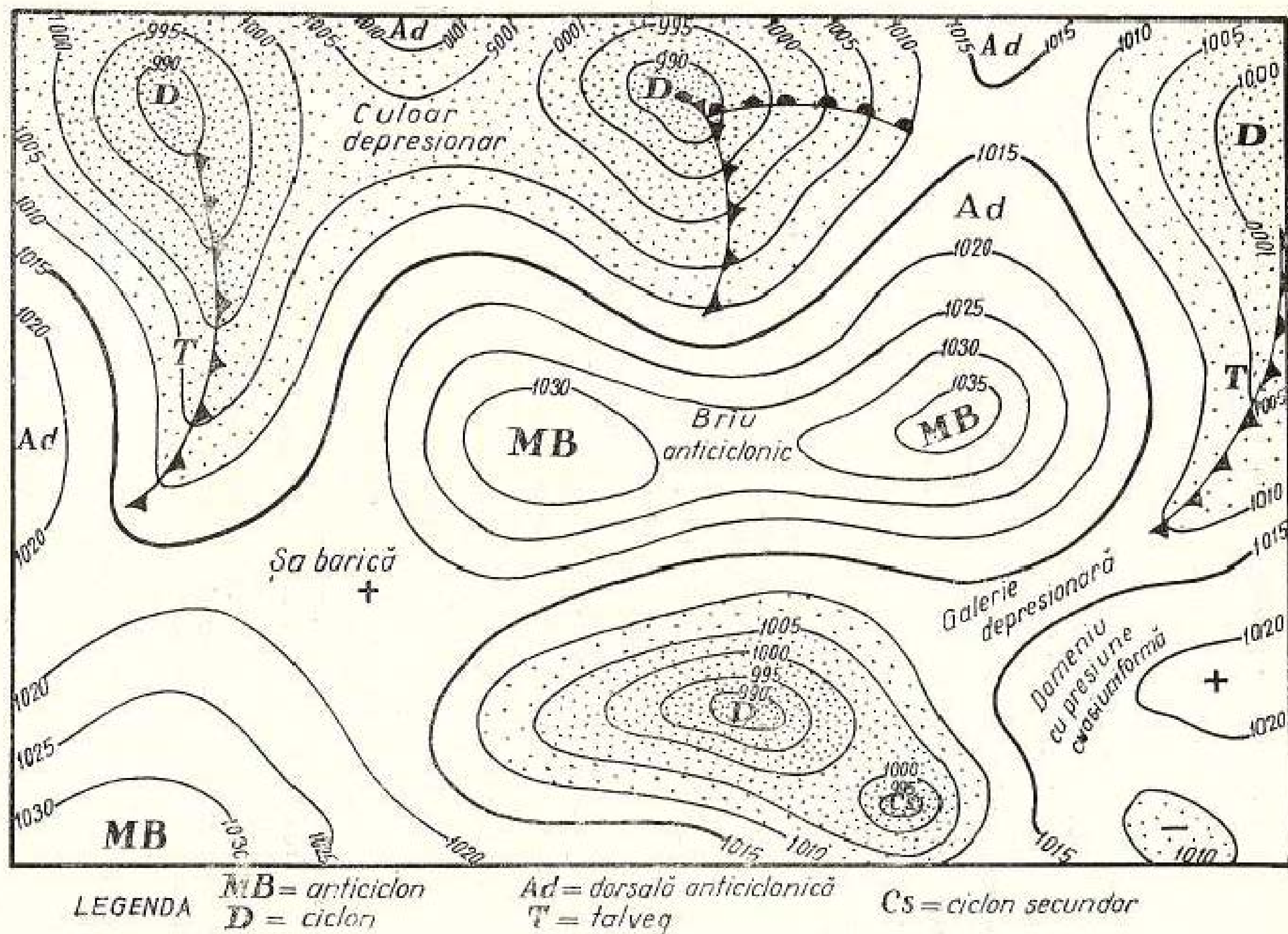


Fig. 74. — **Diferite forme barice.**

Domeniul de presiune ridicată este un cîmp de presiune aproape uniformă, în care se conturează vag slabe centre cu presiune ridicată.

Presiunea uniformă este un cîmp cu presiune aproape egală și cu izobare rectilinii pe mari suprafețe.

4.6. CIRCULAȚIA CICLONICĂ ȘI ANTICICLONICĂ

Omul nu poate să sesizeze nici liniile mari și nici detaliile mișcărilor atmosferice, din cauza complexității și incoerenței aparente a fenomenelor meteorologice — și acest lucru a făcut necesară introducerea noțiunii de *scară* în meteorologie. Actualmente se folosesc în meteorologie 3 scări :

— scara cea mai mare este cea a circulației generale atmosferice, care cuprinde mișcări în ansamblu ale aerului pe suprafața globului terestru ;

— scara sinoptică, prin care, cu ajutorul mijloacelor sezoniere și anuale, se analizează caracteristicile permanente de scurgere a aerului pe suprafața Pămîntului ;

— scara vederii instantanee a liniilor principale de scurgere a aerului este numită și scara aerologică.

Cu ajutorul *scării sinoptice* nu se pot analiza decît porțiuni din atmosferă formată din *particule sinoptice*, niște „bucățele" de aer cu baza orizontală în mărime de 100 km^2. În interiorul particulei sinoptice, diferiții parametri, presiunea, temperatura, umiditatea, vîntul rămîn aceiași.

Cu ajutorul *scării aerologice* se constată că o particulă sinoptică este destul de haotică, fiind formată din multe particule de dimensiuni mai mici, numite *particule aerologice*. Aceste particule au suprafața bazei de cîțiva zeci de metri patrați și în ele se constată mișcări dezordonate atît verticale, cît și orizontale, datorită turbulenței mecanice sau convecției termice.

4.6.1. **Cîteva noțiuni și caracteristici ale vîntului sinoptic.** *Linii de flux sau linii de curent.* Vîntul sinoptic este, practic, pentru o suprafață de nivel, un vînt orizontal și ansamblul de vectori, care indică direcția și viteza de deplasare a acestui vînt constituie ceea ce se numește *linie de curent* sau *linie de flux*.

Traiectoria. În deplasarea sa, particula sinoptică descrie o linie curbă, numită *traiectorie*.

Forțele care acționează asupra unei particule sinoptice sînt patru și anume : greutatea sau forța de gravitate, forța de inerție Coriolis, forța de frecare și rezultanta forțelor de presiune.

a) *Greutatea* sau *forța de gravitație* poate fi reprezentată prin vectorul $\overrightarrow{mg}$, unde m = masa particulei de aer iar g (accelerația gravitației) este un vector vertical îndreptat în jos, a cărui intensitate este egală cu 980 cm/s ^{2}.

b) *Forța de inerție Coriolis* ($\overrightarrow{fc}$) se datorește rotației Pămîntului și se aplică la orice corp care se află în mișcare pe suprafața terestră. Intensitatea acestei forțe depinde de : masa particulei de aer *(m)*, de

viteza unghiulară de rotație a Pămîntului. exprimată în radiani pe secundă (ω), de forța vîntului *(V)* și de sinusul unghiului latitudinii (φ), unde se găsește particula de aer. Deci, intensitatea forței lui Coriolis $\leqslant 2\ m\ \omega V\ sin\ \varphi$. Această forță de inerție este nulă la ecuator, unde $\sin \varphi = 0$ și atunci, forța vîntului sinoptic este și ea nulă ($V = 0$).

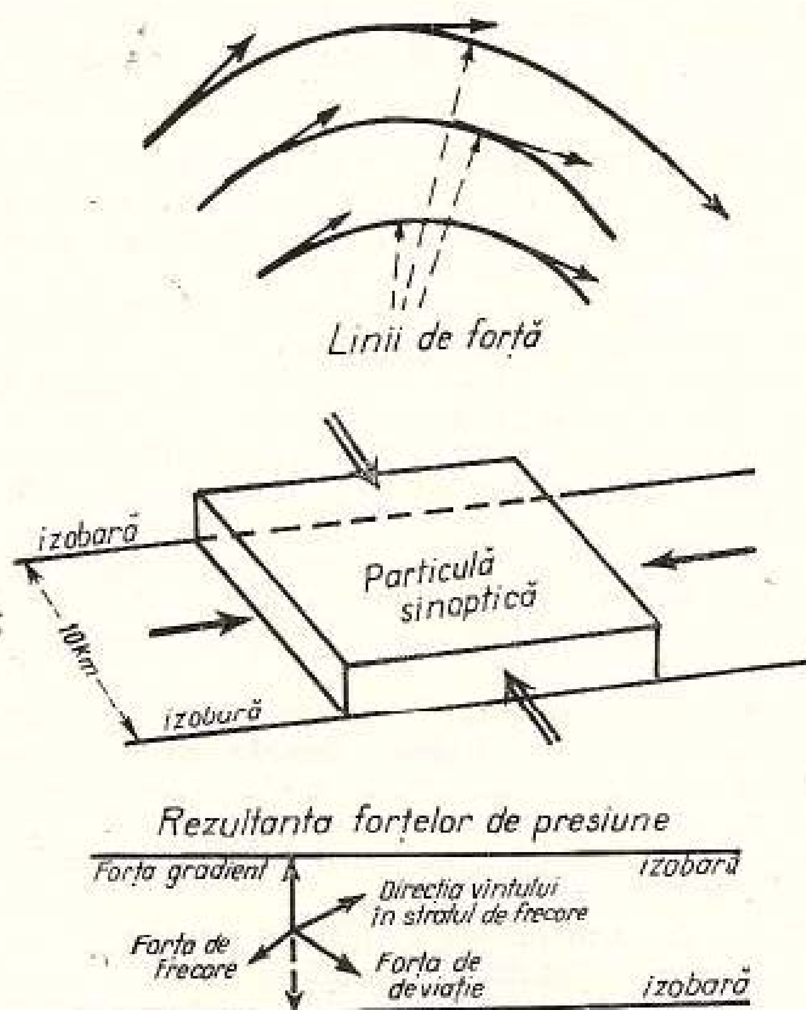


Fig. 75. — Caracteristici ale vîntului sinoptic.

Forța de deviație, datorită rotației Pămîntului, este îndreptată totdeauna perpendicular pe direcția de mișcare, înspre dreapta față de aceasta în emisfera nordică și înspre stînga în emisfera sudică.

c) *Forța de frecare* ($\vec{ff}$) este tot un vector care are aceeași direcție ca și vectorul viteză al vîntului *(V)*, însă cu sens contrar. Această forță de frînare pentru scurgerea aerului în stratul inferior (turbulent), care ia contact cu suprafața terestră, devine nulă în atmosfera liberă.

d) *Rezultanta forțelor de presiune* ($\vec{fp}$). O particulă sinoptică, situată între două izobare ce se află, de exemplu, la 10 km distanță una de alta, este supusă la mai multe forțe de presiune (fig. 75).

Forțele de presiune care se exercită pe suprafețele laterale scurte au sens contrar și nu intervin în calcul, pe cînd forțele de presiune, exercitate pe suprafețele laterale lungi (în lungul izobarelor), sînt cele mai importante. Din acestea, principala forță este cea perpendiculară la izobara care trece prin particula sinoptică, dirijîndu-se spre presiunile joase.

4.6.2. **Vîntul geostrofic.** Pentrucă deplasarea unei particule sinoptice (ecuația vectorială a mișcării) este foarte complexă și nu poate rezolva problema vîntului, se fac simplificări imaginîndu-i-se modele de atmosferă ideală.

Cel mai simplu model este cel numit *geostrofic,* în care *mișcarea se efectuează în atmosferă liberă și particulele sinoptice se deplasează în linie dreaptă cu viteză constantă.* Caracteristicile vîntului geostrofic sînt cele date în regulile lui Buys Ballot :

a) În emisfera nordică, vîntul geostrofic este paralel la izobare și lasă zonele cu presiune ridicată în dreapta sa.

b) În emisfera sudică, vîntul geostrofic este paralel la izobare și lasă presiunile ridicate în stînga sa.

c) Vîntul geostrofic este paralel la izohipse (linii de nivel) și lasă nivelurile cele mai ridicate la dreapta sa în emisfera nordică și la stînga sa în emisfera sudică.

Vîntul geostrofic dă o bună aproximație asupra vîntului real ; el arată că izobarele sau izohipsele se pot confunda cu traiectoriile liniilor de flux. Vîntul geostrofic ajută considerabil la trasarea izobarelor și izohipselor.

4.6.3. **Vîntul termic** este un vînt geostrofic fictiv, care se calculează din valorile a două vînturi geostrofice determinate în două puncte, ce se găsesc (pe verticală) unul deasupra altuia pe suprafețe izobarice diferite. Dacă se consideră vîntul geostrofic egal cu cel real, atunci vîntul termic este egal cu diferența vectorială a vînturilor reale, măsurate la nivelurile de presiune p_1 și p_2.

Vîntul termic are următoarele caracteristici :

a) este paralel cu liniile de egală grosime ;

b) lasă grosimile mari la dreapta sa în emisfera nordică și la stînga sa în emisfera sudică ;

c) forța sa V_T este dată de formula $V_T = \frac{g}{\lambda} G_E$, în care g = accelerația gravitațională ; λ = parametrul Coriolis ; G_E = gradientul de grosime.

Vîntul termic este practic utilizat în : *trasarea liniilor de egală grosime* (liniile de egală grosime sînt mai strînse acolo unde vîntul termic este mai puternic) ; *trasarea izotermelor în altitudine* (izotermele sînt mai dese acolo unde vîntul termic este mai puternic) ; c) *decalarea centrelor ciclonice și anticiclonice cu altitudinea* (centrele ciclonice se decalează în altitudine spre „nucleul rece“, iar centrul anticiclonic se decalează în altitudine spre „nucleul cald“) ; d) *analiza vînturilor de vest și de est în troposferă și stratosferă* (în troposferă, cîmpul termic este

astfel încît se merge de la „rece" spre „cald", cînd deplasarea se face N-S și de aceea vînturile de vest cresc în medie cu altitudinea, iar cele de est scad cu altitudinea. Scăderea poate fi atît de accentuată, încît pot deveni vînturi de V; în stratosferă, unde cîmpul termic este astfel încît se merge de la „cald" spre „rece", cînd deplasarea se face N-S, vînturile de E cresc cu altitudinea, în mijlociu, iar cele de V descresc cu altitudinea, uneori chiar foarte mult, devenind vînturi de E); e) *analiza advecțiilor reci și calde* (cînd vîntul mediu suflă de la desimea termică slabă la cea puternică, avem o advecție rece și invers).

4.6.4. **Vîntul de gradient.** Vîntul geostrofic presupune un model atmosferic, în care particulele sinoptice se deplasează în linie dreaptă cu viteză constantă, pe cînd vîntul de gradient presupune un model mai complicat, întrucît particulele au viteză constantă, dar descriu traiectorii diferite (curbilinii).

S-a vorbit mai sus despre faptul că mișcările orizontale ale aerului provin de la repartiția inegală a presiunii atmosferice, iar repartiția presiunii atmosferice se obține prin trasarea izobarelor.

Izobarele ne indică „relieful baric", după cum curbele de nivel ne indică relieful unei regiuni. Între izobare și vînt există o legătură strînsă, din cauza diferenței de presiune dintre două izobare. Linia perpendiculară la izobare, care indică scăderea în plan orizontal a presiunii aerului, se numește și *direcția gradientului baric orizontal*. Forța de presiune este îndreptată totdeauna în direcția gradientului și este numită *forța gradientului baric orizontal*. Sub influența acestei forțe, particula sinoptică începe să se deplaseze și vîntul va fi cu atît mai tare, cu cît forța gradientului baric va fi mai mare. Cum gradientul baric orizontal este egal cu valoarea (mărimea) scăderii presiunii pe o unitate de distanța în direcția celei mai rapide scăderi de presiune (deci după perpendiculara la izobare), este de înțeles că viteza vîntului va fi cu atît mai mare, cu cît gradientul baric orizontal va fi mai mare.

Teoretic, vîntul de gradient este paralel cu izobara și lasă în stînga izobara cu cotă mai mică (în emisfera nordică). Îndată ce pornește deplasarea particulei sinoptice încep să acționeze asupra ei, în afară de forța de presiune, și forța de frecare, accelerația gravitației și acțiunea de deviere datorită rotației Pămîntului sau forța Coriolis. Forța de frecare cu suprafața terestră va acționa în direcția contrară mișcării, forța Coriolis fiind îndreptată perpendicular pe direcția de mișcare (în emisfera nordică înspre dreapta acesteia). Din această cauză, mișcarea particulei de aer nu se va face în sensul acțiunii forței gradientului baric, ci deviază de la această direcție spre dreapta.

4.6.5. **Circulația în ciclon (depresiune).** Într-o zonă depresionară, gradientul baric orizontal este îndreptat spre centrul ei, din care cauză aerul de la sol se mișcă peste tot către centru, rotindu-se în același timp în jurul acestuia în sens contrar acelor de ceasornic în emisfera nordică și în sensul acelor de ceasornic în emisfera sudică.

Ciclonul reprezintă regiunea înspre care converg vînturile la sol, (fig. 76).

4.6.6. **Circulația in anticiclon (maxim barometric).** În anticiclon, gradientul baric orizontal este îndreptat de la centru spre margine, din care cauză aerul de la sol se deplasează peste tot dinspre centrul anticiclonului către periferia sa, rotindu-se în același timp în jurul lui în sensul acelor de ceasornic în emisfera nordică și invers sensului acelor

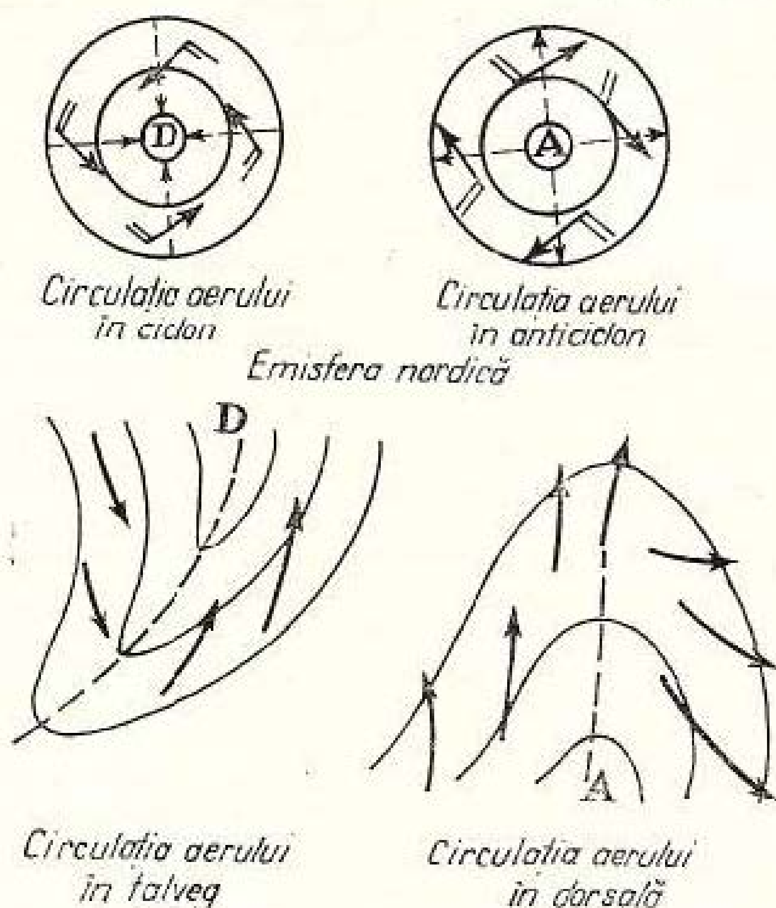


Fig. 76. — Circulația ciclonică și anticiclonică.

de ceasornic în emisfera sudică. Anticiclonul este regiunea în care vînturile au mișcare *divergentă* (fig. 76).

4.6.7. **Circulația in talveg.** În talvegul baric, vînturile la sol suflă din exterior către axul central; sînt vînturi convergente.

4.6.8. **Circulația in dorsală** este contrară celei din talveg și anume, vînturile bat dinspre axul dorsalei către periferia ei; sînt vînturi divergente.

4.7. STRUCTURA VERTICALĂ A CICLONULUI

Deasupra unui ciclon tînăr, format la sol, izobarele din altitudine au forma de talveg; deasupra unui ciclon bine dezvoltat, izobarele din altitudine se închid și centrul lor se situează în zona temperaturilor celor mai scăzute de la acea înălțime. Un ciclon adînc are izobare închise pînă și la baza stratosferei. Centrul ciclonic din altitudine se situează în

general la stînga centrului ciclonic de la sol (în emisfera nordică); aceste centre se situează pe aceeași verticală numai în momentul ocluderii ciclonului.

În general, deasupra sectorului cald al ciclonului, ca și deasupra frontului cald, liniile de curent de la nivelul norilor *Cirrus* (6—10 km) sînt curbate anticiclonic, formînd o dorsală anticiclonică. Deasupra sectorului rece al ciclonului, deci în spatele frontului rece, liniile de curent sînt curbate ciclonic, ele formînd un talveg.

4.8. STRUCTURA VERTICALĂ A ANTICICLONILOR

Deși anticiclonii sînt formați în întregime din aer rece există totuși o mare diferență termică între partea anterioară a anticiclonului, unde pătrunde aer rece din nord și partea posterioară, unde se canalizează un aer mai cald din sud (aer polar reîntors). Deși se creează un contrast termic destul de puternic între sectorul din față și cel din spate al unui anticiclon ce ar putea să genereze un front, acesta nu se formează din cauza curenților divergenți caracteristici anticiclonului. Într-un anticiclon, fronturile se distrug, transformîndu-se în inversiuni termice. Numai în cazul cînd se contopesc doi anticicloni, frontul creat între ei durează ceva mai mult.

În altitudine, deasupra anticiclonului de la sol, izobarele sînt în formă de dorsală, iar cînd în interiorul dorsalei se închid unele izobare centrale, anticiclonul devine principal și stabil. Vara, anticiclonul se încălzește în toată masa lui; iarna, el se răcește considerabil la bază din cauza radiației nocturne a solului. Cînd dorsala de la altitudine se distruge (prin îngustarea bazei), se distruge și anticiclonul de la sol.

4.9. CIRCULAȚIA GENERALĂ A ATMOSFEREI

Circulația aerului constituie procesul atmosferic de cea mai mare importanță, pentru că de ea depinde aspectul vremii la un moment dat într-o anumită regiune, precum și variațiile climatului de la un an la altul. Circulația atmosferică stă la baza prevederii timpului pe scurtă și lungă durată.

Pentru a înțelege noțiunea de circulație generală vom distinge de la început o *circulație generală instantanee* și o *circulație generală mijlocie*. Pentru circulația generală mijlocie vom trece în revistă trei faze și anume: circulația generală neținînd seama de continente și de anotimpuri; circulația generală neținînd seama de continente, dar luînd în considerație anotimpurile; circulația generală ținînd seama de continente.

Cu ajutorul hărților la altitudine și de sol putem căpăta o imagine a celor trei situații menționate mai sus.

4.9.1. Circulația generală mijlocie a atmosferei neținînd seama de continente și de anotimpuri. Neținînd seama de continente și de anotimpuri, circulația generală atmosferică se poate defini prin două caracteristici: a) circulația este asemănătoare în cele două emisfere, prezentînd o mare simetrie în raport cu polii; ea se efectuează zonal, adică de la V la E sau de la E la V; b) izobarele (de pe hărțile de sol) și izohipsele

(de pe hărțile de altitudine) sînt de asemenea zonale (paralele cu latitudinele).

La suprafața vastului ocean terestru, în această situație fictivă, ar exista: un centru anticiclonic la Polul Nord, cu vînturi calme, o bandă

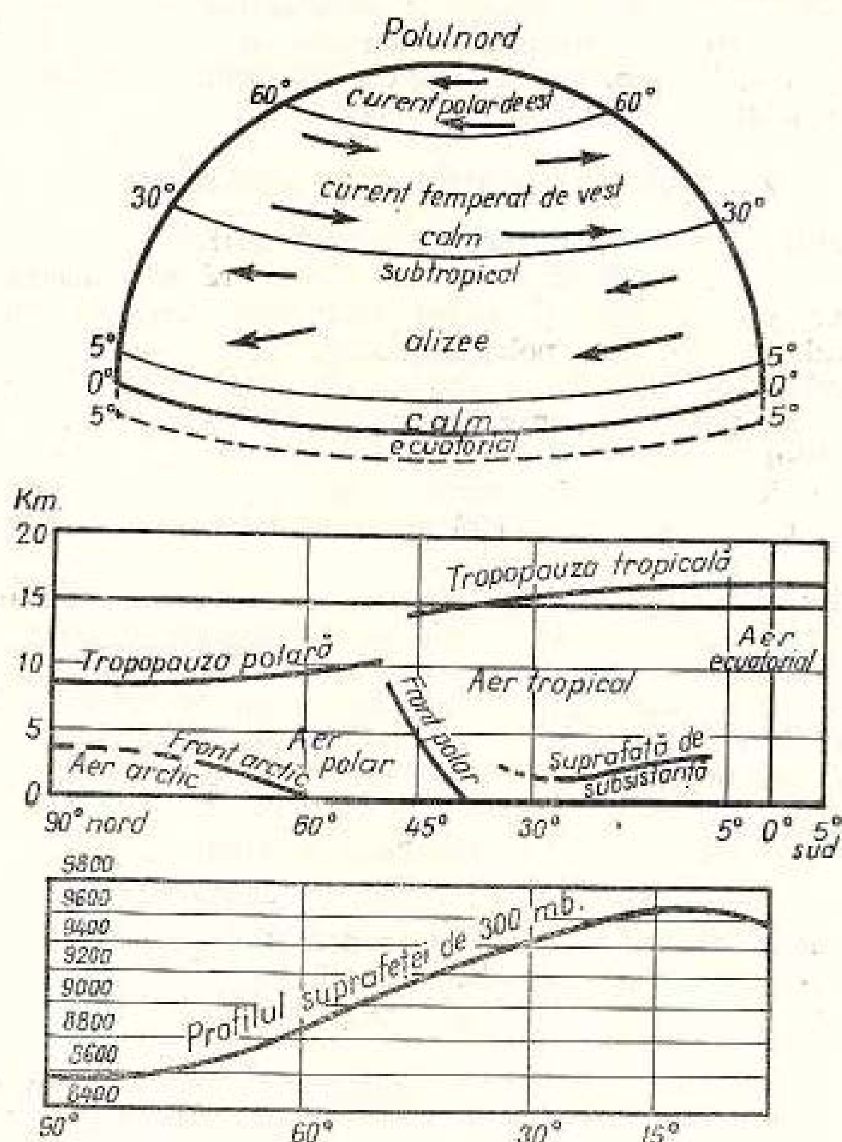


Fig. 77. — Circulația generală la sol, masele de aer și variația suprafeței de 300 mb cu latitudinea.

depresionară de-a lungul paralelei de 60° cu vînturi polare de E, o centură anticiclonică de-a lungul paralelei de 30° cu vînturi temperate de V în nordul centurii și cu vînturi de E în sudul centurii, o bandă depresionară de-a lungul ecuatorului cu vînturi slabe de E (fig. 77).

Masele de aer care ar caracteriza această repartiție barică ar fi: un aer arctic de la pol pînă la 60° lat., un aer polar între 60 și 40° lat., un aer tropical cald între 40 și 5° lat. și unul ecuatorial între 5° lat. N și 5° lat. S. Aceste mase de aer ar fi separate prin suprafețe frontale

— front arctic (la 60° lat.), front polar (la 40° lat.), front tropical (la 5° lat.). La nivelul superior al troposferei nu ar fi decît două mase de aer: un aer tropical (de la ecuator pînă la 45° lat.) și un aer polar (fig. 77).

Circulația în altitudine: de la nivelul de 700 mb (3 000 m) în regiunea polului se stabilește un centru depresionar (anticiclonul de la sol avînd origine termică), în regiunea temperată vînturile de vest se intensifică, iar în regiunea tropicală vînturile de est (alizeele) slăbesc brusc la nivelul de 700 mb. Intensificarea vînturilor de vest devine maximă la nivelul tropopauzei, din cauza structurii termice a troposferei care implică vînturi termice de V. Deasupra nivelului de 300 mb (9 000 m), între tropopauza polară și cea tropicală, există o bandă de vînturi de V anormal de rapide, care încercuiește emisfera către lat. 45° și care sînt denumiți *curenți jet (jet-stream)* (fig. 77).

4.9.2. **Circulația generală mijlocie a atmosferei, neținînd seama de continente, însă luînd în considerație anotimpurile.** Circulația fictivă descrisă mai sus, bazată pe legile geostrofice, este modificată de apariția anotimpurilor. Analizăm de asemenea circulația atmosferică din emisfera nordică.

Circulația la suprafața terestră se caracterizează prin:

a) Benzile depresionare de la 60° lat. N, cele anticiclonice de la 30° lat. N, precum și masele de aer polar-tropical și ecuatorial se deplasează după anotimp, în sensul mișcării aparente a Soarelui. Există vara o translație generală către N și iarna către S de aproape 10°.

b) Presiunile aerului de la limitele subtropicală și depresionară ce încadrează curentul de V suferă următoarele fluctuații anotimpuale: vara, centura anticiclonică se extinde, iar cea depresionară se umple (se restrînge); iarna, centura anticiclonică se subțiază, iar banda depresionară se adîncește (se accentuează); circulația de vest este mai rapidă iarna decît vara.

Circulația în altitudine se modifică și ea din cauza anotimpurilor, chiar mai intens decît cea de la suprafața terestră.

Nivelul suprafeței de 300 mb variază de la vară la iarnă, așa cum se arată în figura 78.

Centrele anticiclonice sînt centrate vara la 20° N, iar iarna la 10° N. Diferența de altitudine între depresiunea polară și centura anticiclonică este de 700 m vara și de 1 400 m iarna.

Vîntul de vest și curentul jet sînt de două ori mai intense iarna decît vara.

4.9.3. **Circulația generală a atmosferei în emisfera nordică, ținîndu-se seama de continente și de anotimpuri.** În emisfera, unde suprafețele continentale aproape că lipsesc, se aplică pentru înțelegerea circulației reale, circulația fictivă *(a)* și semifictivă *(b)*; în emisfera nordică, continentele influențează considerabil circulațiile descrise mai sus.

Circulația în altitudine. Efectele termice ale continentelor au o acțiune importantă asupra circulației, nu numai la suprafața terestră, ci și în troposfera medie și superioară. Astfel:

a) Izohipsele de pe suprafețele izobare de 700, 500, 300, 200 etc. prezintă ondulații largi de amplitudine redusă, exceptînd un talveg destul de pronunțat deasupra Peninsulei Labrador.

b) Banda de presiune ridicată, subtropicală, este fracționată în trei mari celule anticiclonice alungite zonal.

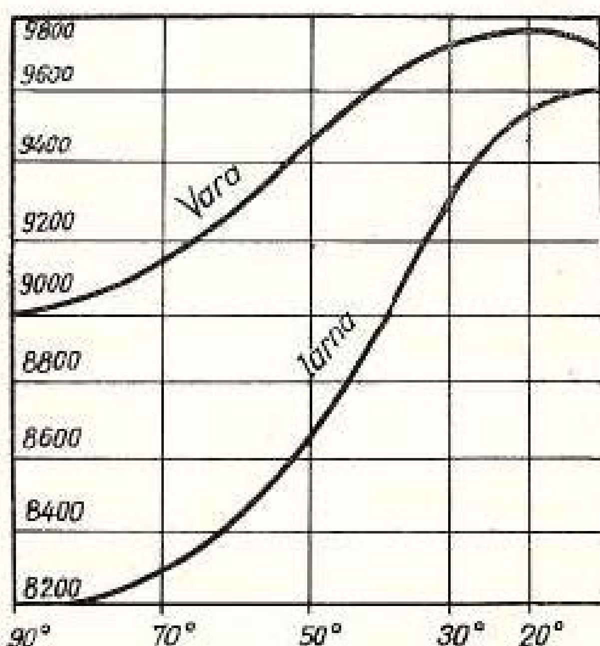


Fig. 78. — Variația suprafeței izobare de 300 mb, iarna și vara.

c) Axa curentului jet este ruptă în 3 sau 4 jeturi parțiale (fig. 79), a căror poziție se schimbă de la un anotimp la altul, din cauza aerului polar care, iarna, împinge mult spre sud aerul cald tropical.

Circulația la suprafață. Vara, regiunile subtropicale de pe marile continente au un bilanț radiativ pozitiv foarte accentuat, din cauza lungimii zilei, în raport cu noaptea, și a ridicării Soarelui mult către zenit. Datorită faptului că aceste regiuni sînt deșertice sau semideșertice, conductibilitatea termică a solului lor este mică și prin aceasta gradul lor de continentalitate este excesiv. În aceste regiuni, temperaturi care depășesc +50°C la umbră sînt frecvente (Sahara, Arabia și Pakistanul Occidental). Maximul absolut de temperatură, în adăpost, a fost de +58°C și el s-a înregistrat la Aziziya, în Libia (deci mai ridicat decît maximul de +56°C, măsurat în „Valea Morții" din California.

În straturile joase ale atmosferei, densitatea aerului supraîncălzit descrește apreciabil și din această cauză, ecuatorul termic nu coincide cu cel geografic, ci se întinde în lungul unor zone depresionare continentale de origine termică. Aceste depresiuni barice sînt : *depresiunea pakistaneză* care se întinde de fapt peste toată Asia sudică și centrală ; *depresiunea sahariană* care apare ca un talveg al depresiunii pakistaneze ; *depresiunea mexicano-californiană,* din sudul Americii de Nord.

Iarna, durata foarte redusă a zilei în comparație cu lungimea nopții, oblicitatea mare a radiației solare și pătura de zăpadă ce acoperă solul fac din regiunile nordice ale Asiei și Americii adevărate centre de frig. În NE Siberiei s-a înregistrat în adăpostul meteorologic —70° la Verchoiansk și —78° la Oymiakan (minimul absolut pentru emisfera nordică). Din cauza acestor răciri excesive apar anticicloni continentali de origine termică, care distrug toată banda depresionară care ar trebui să existe teoretic la latitudinea 60°N. Acești anticicloni sînt : *anticiclonul eurasiatic sau siberian,* centrat în preajma lacului Baikal, care se carac-

terizează prin presiuni foarte ridicate (maximul înregistrat a fost de 1 078 mb) și printr-o extindere enormă (aproape toată Asia și jumătatea orientală a Europei); *anticiclonul canadian* sau *de Manitoba*, care se extinde peste nordul și centrul Canadei.

4.9.4. **Alte caracteristici ale emisferei nordice.** Pe lîngă suprafețele continentale, în emisfera nordică sînt trei vaste suprafețe marine: Oc. Arctic, Oc. Atlantic și Oc. Pacific. Deasupra banchizelor de gheață ale Oc. Arctic se formează frecvent un anticiclon termic care este mai rece și mai dens iarna. Deasupra Oc. Atlantic și Oc. Pacific apar între 60 și 30° N mai multe celule (formațiuni barice), numite și *centri de acțiune atmosferică cvasipermanenți*, a căror evoluție suferă influențele anotimpurilor de care s-a vorbit mai sus. Aceste centre barice sînt: *Depresiunea islandeză*, centrată deasupra Oc. Atlantic de nord în

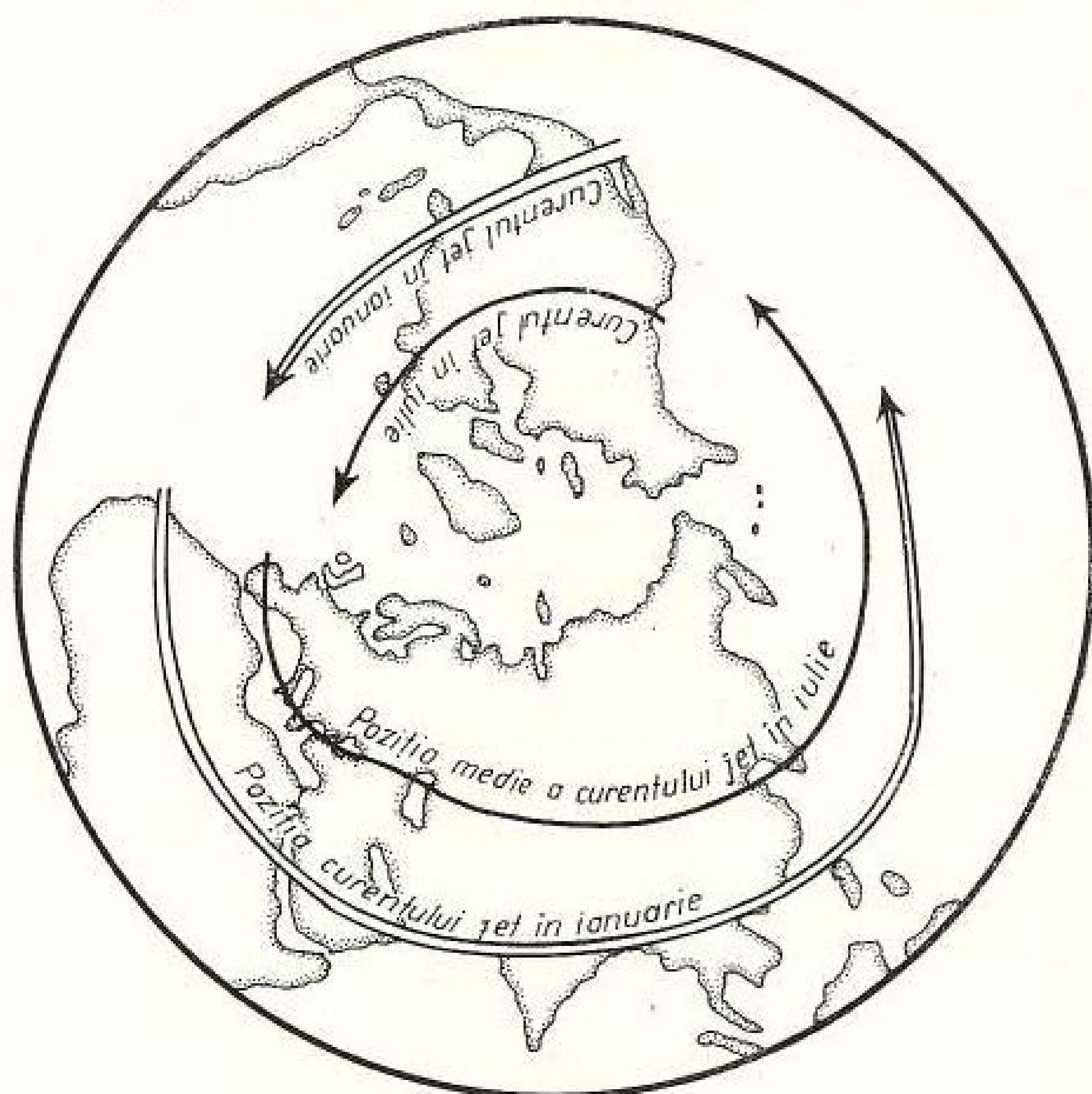


Fig. 79. — Poziția mijlocie a curentului jet în ianuarie și iulie.

preajma lat. de 60° (un centru de acţiune negativ); *Depresiunea din Insulele Alleutine*, care este tot un centru de acţiune negativ, centrat deasupra Oc. Pacific de nord; *Anticiclonul azoric*, centrat în spaţiul Insulelor Azore din Oc. Atlantic, care este un centru pozitiv; *Anticiclonul pacific*, situat pe Oc. Pacific, cu centrul aproape de 30° lat. N.

În emisfera sudică există, simetric cu Anticiclonul azoric, un anticiclon numit şi *Anticiclonul Sfintei Elena*. Între aceste două celule anticiclonice există o zonă de convergenţă intertropicală, notată prescurtat „ZCIT", care corespunde zonelor de joasă presiune ecuatorială, caracterizată prin aer ecuatorial umed şi instabil. Această zonă „ZCIT" atlantică se caracterizează printr-un timp „primejdios", numit de francezi *pot-au-noir* (ceaun negru) şi care se manifestă prin nori *Cumulonimbus* foarte groşi, al căror vîrf depăşeşte uneori şi 15 000 m, pînze de nori *Altostratus* şi *Cirrostratus* la mai multe etaje, oraje şi ploi violente.

Alizeul de NE şi contraalizeul de SV din Oc. Atlantic este determinat de Anticiclonul de Azore, care, în sectorul său anterior, antrenează vînturi de NE (pe coastele marocane şi mauritane ale Africii). În altitudine, la nivelul de 700 mb, deasupra aceloraşi regiuni, vîntul bate din SV din cauza rupturii centurii anticiclonice subtropicale în două centre: unul african şi altul atlantic (fig. 77).

Ciclonii tropicali constituie o zonă depresionară caracterizată prin: izobare circulare, diametru cuprins între 300 şi 1 000 km, presiune foarte scăzută în centru (minimul absolut înregistrat pînă acum în largul Insulelor Filipine a fost de 887 mb) şi prin gradienţi mijlocii ce ating 10 mb/100 km.

Ciclonii tropicali se mai caracterizează printr-o zonă de calm în centrul lor, însoţită de cer mai mult senin; această zonă, numită şi *ochiul furtunii*, se recunoaşte după banda circulară în jurul calmului central, în care se stîrnesc vînturi puternice ce depăşesc frecvent 100 km/oră şi după spirala de nori *Cumulonimbus* care dau ploi torenţiale; între norii cumuliformi se intercalează nori stabili ca *Cirrostratus*, *Altostratus* şi *Nimbostratus*.

Spre deosebire de ciclonii din Oc. Pacific şi Oc. Indian, ciclonii tropicali din Oc. Atlantic nu se întîlnesc decît la nord de ecuator şi nu se formează decît vara, cu deosebire în lunile august-septembrie. Se generează frecvent între 10° şi 15° lat. N în Marea Caraibilor, se îndreaptă spre Mexic şi S.U.A. şi acolo se sting repede, îndată ce pătrund deasupra continentului.

Musonii. Un alt fenomen caracteristic regiunilor tropicale şi îndeosebi Oceanului Indian de nord sînt musonii, fenomen caracteristic pentru India şi Birmania. Se deosebesc două tipuri de musoni:

a) *Musonul de vară*. Zona depresionară, centrată în mod normal pe Pakistan, dirijează spre India şi Birmania un aer ecuatorial cald, umed şi foarte instabil. Panta munţilor Himalaia contribuie la dezvoltarea şi mai accentuată a norilor cumuliformi din care cad ploi violente. Astfel, localitatea Cerrapundji din Pakistanul oriental înregistrează anual peste 11 000 litri de apă/m² (de fapt ploile cad aici

numai în 6 luni); în iulie cad circa 2 700 litri (fig. 32 şi 33). Musonul de vară este un vînt de SV.

b) *Musonul de iarnă*. În cursul iernii, în locul zonei depresionare se instalează anticiclonul siberian, centrat în zona Baikalului. Masele de aer ale acestui maxim baric sînt foarte reci şi foarte uscate. Coborînd pe versantul sudic al masivului Himalaia, acest aer polar, datorită efectului de föhn, se usucă şi mai mult, însă se încălzeşte treptat, determinînd o vreme secetoasă. Musonul de iarnă este un vînt de NE.

4.9.5. **Definirea circulaţiei generale a atmosferei.** Din cele menţionate pînă acum a rezultat că mişcarea aerului este cauzată de repartiţia inegală a presiunii atmosferice, aerul deplasîndu-se din regiunile anticiclonice către cele ciclonice în straturile inferioare şi, invers, în păturile mai înalte. Cauza primordială, care provoacă o distribuţie inegală a presiunii aerului pe glob, este încălzirea neuniformă a suprafeţei terestre: uscatul se încălzeşte ziua mai repede, iar noaptea se răceşte tot atît de repede; apa se încălzeşte ziua mai încet şi noaptea se răceşte tot atît de încet; pe suprafaţa terestră există un focar permanent de căldură, zona intertropicală şi două centre de frig, calotele polare. Din cauza acestor fenomene termice, iniţial şi barice, iau naştere ulterior mişcări ale aerului, ca: briza de uscat şi briza de mare, briza de munte şi briza de vale, musonul de vară şi musonul de iarnă, invaziile aerului tropical către poli şi ale celui polar către ecuator etc. Din cauza rotaţiei Pămîntului, vîntul tropical, care suflă de la sud spre nord, este deviat spre dreapta sa, devenind un vînt de SV, iar vîntul polar cu direcţia de la N spre S este deviat tot spre dreapta sa, devenind un vînt de NE.

Acest ansamblu de caracteristici statice ale mişcărilor atmosferice dintr-un interval de timp de 5—10 zile se numeşte *circulaţia generală mijlocie*. Ea se caracterizează printr-o mare variabilitate, păstrînd două caractere principale şi anume: în zona intertropicală domină vînturile musonice şi alizeele, iar pe restul planetei noastre predomină mişcările zonale (V—E sau E—V).

Circulaţia generală mijlocie a atmosferei este aproape simetrică în cele două emisfere şi se manifestă prin predominarea vînturilor de V în regiuni cuprinse între 90 şi 30° lat.; viteza acestor vînturi creşte o dată cu altitudinea pînă la limita superioară a troposferei, scăzînd apoi în stratosferă. La nivelul tropopauzei există o bandă îngustă de vînturi violente de vest, numită curent jet *(jet stream)*, a cărei poziţie variază între 60 şi 30°. La o mică altitudine deasupra regiunilor polare şi ecuatoriale predomină vînturile de E. Vîntul de E ecuatorial îşi măreşte viteza cu altitudinea.

Figura 80 indică circulaţia aerului în cazul cînd globul terestru nu s-ar roti în jurul axei sale; figura 77 schematizează circulaţia generală mijlocie în troposferă; figurile 81 şi 82 arată repartiţia medie a presiunii aerului în emisfera nordică în lunile ianuarie şi iulie; figurile 83 şi 84 indică alura izohipselor în ianuarie şi iulie la nivelul suprafeţei de 300 mb (9 km).

4.9.6. Circulația generală instantanee. Circulația generală de pe întreg globul, la un moment dat, este determinată de repartiția presiunii aerului din acel moment, precum și de o serie de factori locali și regionali, care nu pot fi cuprinși în hărțile sinoptice. Din această cauză, deplasarea aerului la scară planetară este greu de urmărit, fără o *veghe meteorologică mondială* bine organizată.

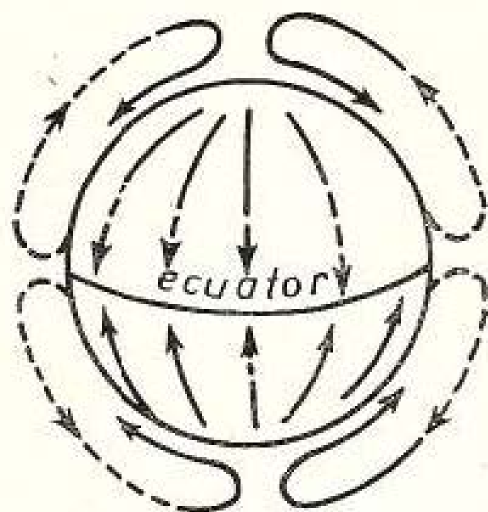


Fig. 80. — Circulația aerului în cazul în care pămîntul nu s-ar roti.

Din acest punct de vedere se pun cîteva probleme de principiu, privind baza metodelor de prevedere a timpului pe scurtă și lungă durată. Astfel, starea trecută sau prezentă a atmosferei poate să determine ea singură mișcările viitoare sau intervin și influențe extraterestre, ca variația constantei solare, numărul și intensitatea petelor și faculelor solare, emisiunile cromosferice etc.

Actualmente, circulația generală instantanee nu se urmărește pe hărțile de suprafață (de sol), din cauza influențelor termice din păturile inferioare ale atmosferei, ci pe cele ale stării atmosferei de la nivelul suprafeței de 500 mb. Analiza se face cu așa-numitul *indice de circulație zonal* și cu *formula lui Rossby*. Cu ajutorul acestora se calculează (pentru emisfera nordică) viteza mișcării ondulatorii de V (turbionul de V) de-al ungul diferitelor benzi latitudinale, obținîndu-se un „indice zonal", precum și viteza de translație a marilor ondulații sinusoidale (indicate de isohipse). Acolo unde indicele zonal este mare, mișcarea aerului are viteza mare și izohipsele au o orientare zonală (V—E); în regiunile unde indicele zonal este mic, deplasarea V—E este lentă din cauza mișcărilor N—S și S—N, pe care le parcurge aerul de-a lungul ramurilor sinusoidale ale izohipselor.

Analiza circulației generale instantanee permite întocmirea hărților cu starea probabilă a condițiilor meteorologice și deci elaborarea prevederilor de timp.

4.10. HĂRȚI SINOPTICE

Prin hărți sinoptice se înțeleg acele hărți geografice, care reprezintă teritorii mai mult sau mai puțin vaste, pe care se înscriu principalele elemente meteorologice, observate sau măsurate, în diferite puncte ale teritoriului respectiv, la aceeași oră. Caracteristica principală a observațiilor (măsurătorilor) sinoptice este simultaneitatea lor. Hărțile sinoptice dau o imagine de ansamblu asupra situației atmosferice de pe o suprafață terestră sau chiar de pe întreg globul. Hărțile sinoptice se execută din 3 în 3 sau din 6 în 6 ore, după posibilitățile de recepție a mesajelor sinoptice ale fiecărui institut de specialitate.

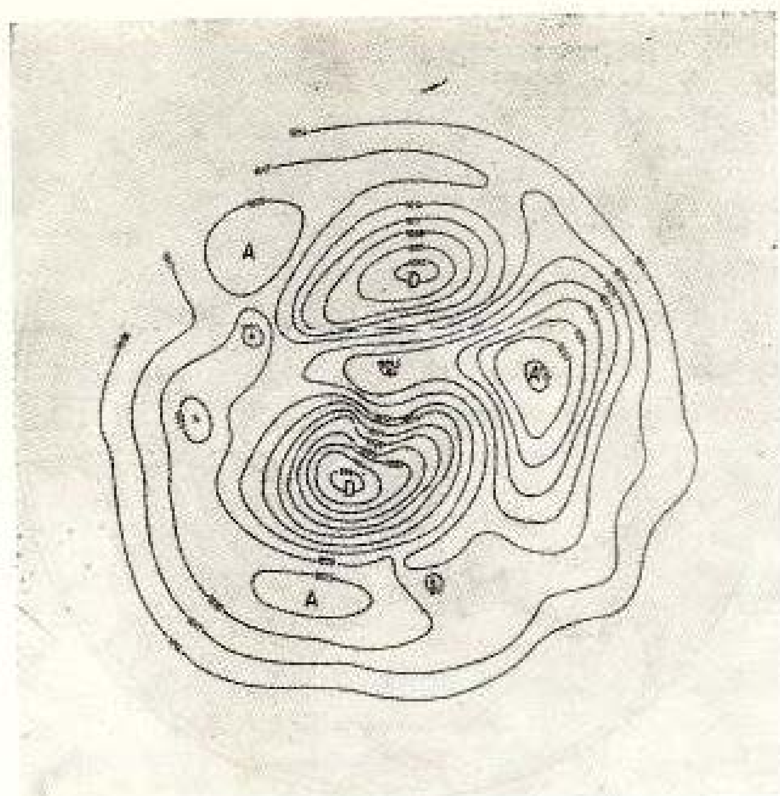


Fig. 81. — Repartiția medie a presiunii aerului în luna ianuarie.



Fig. 82. — Repartiția medie a presiunii aerului în luna iulie.

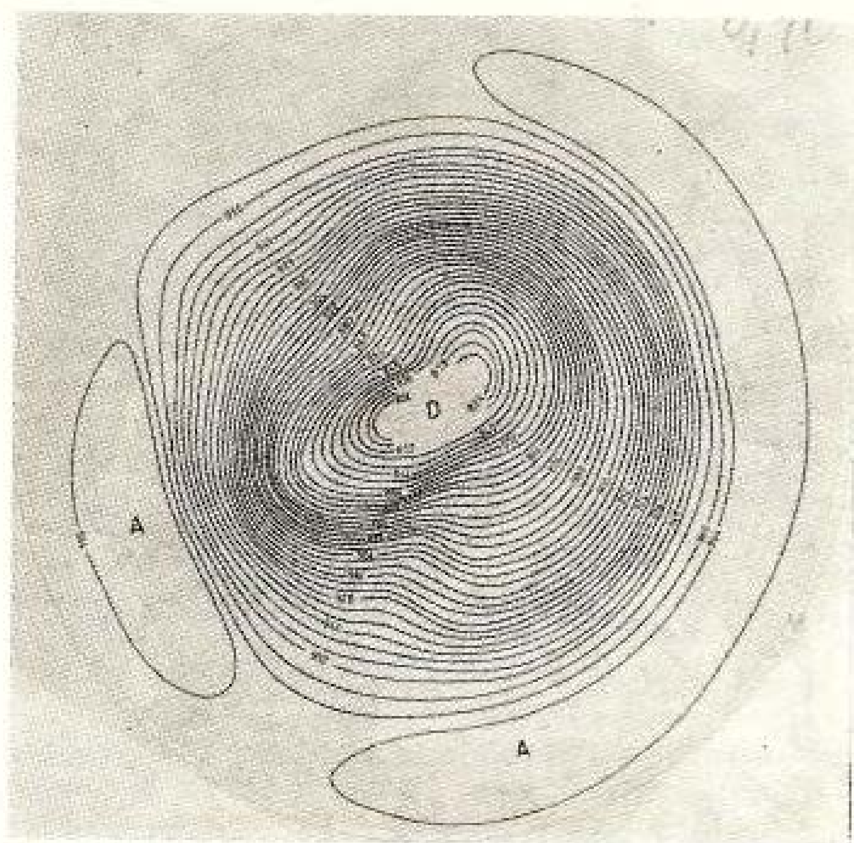


Fig. 83. — Izohipsele suprafeței de 300 mb în ianuarie.

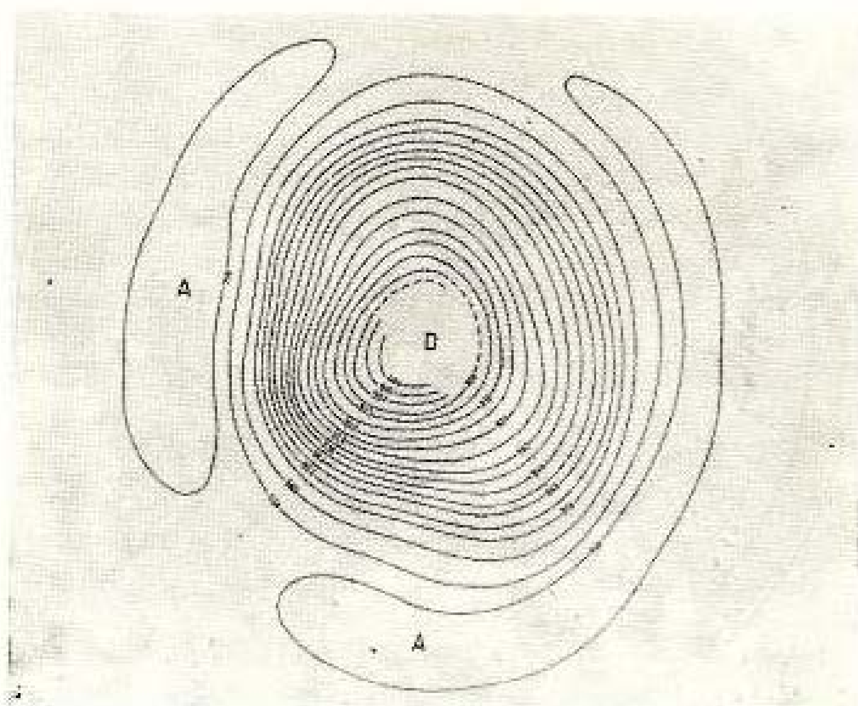


Fig. 84. — Izohipsele suprafeței de 300 mb în iulie.

Comparînd starea atmosferei pe mai multe hărţi sinoptice consecutive, din aceeaşi zi şi din zile succesive, se constată evoluţia elementelor atmosferice şi ale fenomenelor meteorologice şi anume dacă ele s-au transformat ori s-au stins, dacă au rămas în aceeaşi regiune ori s-au deplasat, în ce direcţie au migrat şi cu ce viteză.

Pe baza unor legi fizice, a unor reguli de meteorologie sinoptică şi a unor corelări matematice se întocmesc hărţi cu evoluţia viitoare a situaţiei atmosferice, în baza cărora se elaborează prevederile de timp pentru diferite intervale.

Actualmente se utilizează 3 tipuri de hărţi sinoptice şi anume:

— Hărţi sinoptice de bază, pe care se înscriu, prin cifre sau simboluri, diferitele elemente şi fenomene meteorologice observate la suprafaţa solului în cîmpul orizontului unui punct fix numit *staţie meteorologică sinoptică*. Acestea se numesc şi *hărţi de suprafaţă*.

— Hărţi sinoptice de bază, pe care se înscriu, în cifre sau în simboluri, elemente şi fenomene meteorologice observate sau măsurate la anumite înălţimi standard cu ajutorul *radiosondelor* (aparate automate care sînt urcate la mari înălţimi de către baloane umplute cu hidrogen şi care transmit, prin semnale radio, valori de presiune, temperatură, umezeală etc.), *al avioanelor de sondaj meteorologic* (înzestrate cu aparate speciale — meteorografe) şi cu ajutorul *rachetelor meteorologice* (care funcţionează analog cu radiosondele, atingînd însă înălţimi mari, de sute de kilometri). Aceste hărţi cu situaţia atmosferică la diferite niveluri se mai numesc şi *hărţi aerologice* sau de *altitudine*.

— Hărţi sinoptice cu nefanalize, pe care se înscriu în cifre sau simboluri, date privind repartiţia nebulozităţii, fotografiată şi transmisă de sateliţii meteorologici. În aceste hărţi, situaţia atmosferică este privită de sus în jos.

4.10.1. **Caracteristicile hărţilor de bază.** Datele meteorologice se înscriu pe hărţi, care trebuie să îndeplinească următoarele caracteristici principale:

a) Pentru regiunile polare se folosesc hărţi în proiecţia stereografică, pentru latitudini mijlocii în proiecţia conică Lambert, iar pentru regiunile ecuatoriale, în proiecţia Mercator.

b) Scările utilizate sînt următoarele: pentru întreg globul terestru 1 : 40 000 000; pentru emisferă 1 : 30 000 000; pentru o mare parte dintr-o emisferă 1 : 20 000 000; pentru un continent, un ocean, o mare parte dintr-un continent sau dintr-un ocean ori o parte dintr-un continent împreună cu o parte dintr-un ocean de la 1 : 15 000 000 la 1 : 7 500 000.

c) Sînt recomandate hărţile în două culori: ocru pentru cadru, titlu, localităţi şi tentele hipsometrice; albastru pentru zonele maritime, regiunile acoperite cu zăpadă veşnică şi cursurile de apă.

d) Localităţile sînt specificate prin cercuri cu anumite simboluri, pentru a indica situaţia topografică (pe coasta mării, pe cîmpie, pe pantă de munte, în vale închisă, în vale largă, pe creastă sau vîrf de munte, la piciorul unei coline sau masiv muntos).

e) În hărțile care se transmit prin fototelegraf (facsimile) se utilizează cît mai puține detalii geografice, pentru a permite o mai ușoară citire a datelor meteorologice.

4.10.2. Înscrierea observațiilor meteorologice pe hărțile sinoptice. Observațiile meteorologice care se referă la condițiile atmosferice din vecinătatea suprafeței solului și la norii semnalați pe cer sînt înscrise pe *hărțile sinoptice de suprafață*, iar observațiile efectuate la niveluri mai înalte sînt înscrise pe *hărțile sinoptice de altitudine* sau *aerologice*.

4.10.2.1. **Observațiile sinoptice de suprafață** sînt transmise cifrat (pentru economie de timp) într-un cod numit „sinoptic", sub formă de telegrame cu indicativul SYNOP.

Forma simbolizată a unei telegrame SYNOP este următoarea :

$$\mathrm{IIiii\ Nddff\ VVwwW\ PPPTT\ N_hC_LhC_MC_H\ T_dT_dapp}$$
$$\mathrm{(7RRT_xT_x)\ (8N_sCh_sh_s)\ (9S_pS_ps_ps_p)\ (2T_gT_gEs)}$$

După cum se vede, ea este formată din 10 grupe a 5 cifre fiecare ; primele 6 grupe sînt obligatorii și se transmit de toate stațiile meteorologice din lume ; ultimele 4 grupe sînt facultative. În corpul telegramei, poziția fiecărei grupe rămîne invariabilă, iar în cadrul fiecărei grupe, poziția fiecărui simbol se menține de asemenea neschimbată. Avînd la îndemînă codul sinoptic putem descifra orice telegramă din orice colț al lumii, acesta fiind limbajul universal al meteorologilor.

Iată pe scurt semnificația simbolurilor din telegrama SYNOP.

1. Grupa *IIiii* :	indicativul stației, de exemplu : 15 420 = București.
2. Grupa *Nddff* :	*N* = nebulozitatea totală ; *dd* = direcția vîntului după roza vîntului pe 16 direcții ; *ff* = = viteza vîntului în m/s.
3. Grupa *VVwwW* :	*V* = vizibilitatea orizontală, *ww* = fenomene constatate în momentul observației ; *W* = fenomene care s-au produs între orele de observație.
4. Grupa *PPPTT* :	*PPP* = valoarea presiunii redusă la nivelul mării, exprimată în zeci, unități și zecimi de milibari ; *TT* = temperatura aerului în grade întregi Celsius.
5. Grupa $N_hC_LhC_MC_H$	N_h = nebulozitatea norilor din etajul inferior ; C_L = genul norilor inferiori ; *h* = înălțimea bazei norilor inferiori ; C_M = genul norilor din etajul mijlociu ; C_H = genul norilor superiori.
6. Grupa T_dT_dapp :	T_dT_d = temperatura punctului de rouă în grade întregi Celsius ; *a* = caracteristica tendinței barometrice ; *pp* = valoarea tendinței barometrice în unități de milibar și zecimi.

7. Grupa $7RRT_xT_x$: 7 = cifră de control, RR = cantitatea de precipitații în mm ; T_xT_x = valoarea temperaturilor extreme în grade întregi C (în telegramele de ora 06 TU se dă temperatura minimă, iar în cele de 18 TU, temperatura maximă).

8. Grupa $8N_sCh_s\mathrm{Ch_sh_s}$ 8 = cifră de control, N_s = gradul de acoperire a cerului (nebulozitatea) cu nori semnificativi ; C = genul norilor semnificativi ; $\mathrm{h_sh_s}$ = înălțimea bazei norilor semnificativi.

9. Grupa $9S_pS_ps_ps_p$: date speciale privind unele fenomene meteorologice ce nu pot fi incluse în grupele anterioare ale telegramei.

10. Grupa $2T_gT_gE_s$: 2 = cifră de control ; $TgTg$ = temperatura solului ; E = starea solului ; s = grosimea stratului de zăpadă.

Pe hărțile sinoptice se înscriu numai datele principale din telegramă și anume în jurul localității care le-a transmis, după o schemă invariabilă, în care fiecare element își are poziția sa fixă. Diagrama de la figura 85 indică poziția acestor elemente, așa cum figurează ele pe toate hărțile sinoptice executate de toate serviciile de specialitate din lume.

Personalul aeronautic ce consultă o hartă sinoptică, are nevoie numai de cîteva elemente, care figurează în dreptul localității ce interesează și anume : nebulozitatea (N), genul norilor (C_L, C_M, C_H), înălțimea norilor inferiori (h), vizibilitatea (VV), starea vremii în momentul observației (ww) și starea timpului pe trecut (w), precum și direcția și viteza vîntului.

Nebulozitatea este înscrisă simbolizat într-un cerc plasat deasupra stației conform schemei de la figura 85. În rîndul de sus sînt optimile de cer acoperit, iar jos simbolurile. Cercul cu x în interior indică un cer invizibil din cauza cețurii.

Norii (C_L, C_N, C_H) se înscriu conform simbolurilor din figura 85. Genurile de nori sînt notate în felul următor :

Nori inferiori C_L : *1* = *Cumulus humilis* ; *2* = *Cumulus congestus* ; *3* = *Cumulonimbus calvus* ; *4* = *Stratocumulus cumulogenitus* ; *5* = *Stratocumulus* ; *6* = *Stratus nebulosus* ; *7* = *Stratus fractus pannus* ; *8* = *Cumulus* și *Stratocumulus* ; *9* = *Cumulonimbus capillatus*.

Nori mijlocii C_M : *1* = *Altostratus translucidus* ; *2* = *Altostratus opacus* sau *Nimbostratus* ; *3* = *Altocumulus translucidus* la același nivel ; *4* = *Altocumulus translucidus lenticularis* ; *5* = *Altocumulus translucidus* în benzi ; *6* = *Altocumulus cumulogenitus* ; *7* = *Altocumulus* asociat cu *Altostratus* ; *8* = *Altocumulus castellanus* sau *Altocumulus floccus* ; *9* = *Altocumulus* cu aspect haotic.

Nori superiori C_H : *1* = *Cirrus fibratus* sau *Cirrus uncinus* ; *2* = *Cirrus spissatus* ; *3* = *Cirrus spissatus cumulogenitus* ; *4* = *Cirrus*

uncinus și *Cirrus fibratus* în extindere ; 5 = *Cirrus* și *Cirrostratus* care nu se ridică peste 45° deasupra orizontului ; 6 = *Cirrus* și *Cirrostratus* care depășesc 45° deasupra orizontului ; 7 = *Cirrostratus* care acoperă

SIMBOLURILE PENTRU TIMP ȘI NORI

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	C_L	C_M	C_H	C	ww
00															00
10															10
20															20
30															30
40															40
50															50
60															60
70															70
80															80
90															90

Obs.-1. Simbolurile 93 și 94 se utilizează cu semnul * cînd a căzut zăpadă și cu Δ cînd a căzut grindină.
2. Întrebuințarea culorii roșie pentru CH este facultativă

SIMBOLURILE NEBULOZITĂȚII

0		5	
1		6	
2		7	
3		8	
4		9	

SCHEMA BJERKNES

		C_H		
	TT	C_M	PPP	
VV	ww	(N)	a	pp
	Td Td	C_L h Nh	W	
			RR	

Fig. 85. — Simbolizarea elementelor meteorologice: simbolurile pentru starea timpului și nori, simbolurile pentru nebulozitate și schema Bjerknes, indicînd ordinea în care se înscriu elementele meteorologice pe hărți.

cerul ; *8* = *Cirrostratus* care nu acoperă complet cerul ; *9* = *Cirrocumulus*.

Înălțimea bazei norilor h — se trece în cifre de la 0 la 9 și care au următoarele semnificații : 0 = sub 50 m ; 1 = 50—100 m ; 2 = = 100—200 m ; 3 = 200—300 m ; 4 = 300—600 m ; 5 = 600—1 000 m ; 6 = 1 000—1 500 m ; 7 = 1 500—2 000 m ; 8 = 2 000—2 500 m ; 9 = = peste 2 500 m, sau nu există nori ; x = nu se cunoaște înălțimea bazei norilor (din cauza ceții de exemplu).

Vizibilitate orizontală VV — se trece în două cifre, a căror semnificație se găsește la pag. 356.

Starea timpului în momentul observației se trece, cifrat, conform simbolurilor din diagrama de la figura 85 și în care se remarcă următoarele :

1. Ceața este simbolizată prin 3 linii (decada de cifru 40—49).
2. Burnița este simbolizată prin virgule (decada de cifru 50—59).
3. Ploaia este simbolizată prin puncte (decada de cifru 60—69).
4. Ninsoarea este simbolizată prin steluțe (decada de cifru 70—79).
5. Aversa este simbolizată prin triunghiuri (decada de cifru 80—89).
6. Orajul este simbolizat prin litera R (decada de cifru 90—99).
7. Vijelia de praf și de zăpadă sînt simbolizate cu litera S și cu săgeți puse în cruce (decada de cifru 30 la 39).
8. Fenomenele cu simbolurile din decada 20—29 s-au produs în ora precedentă observației.
9. Toate simbolurile pînă la cifra 49 nu se referă la fenomene cu precipitații în momentul observației, pe cînd cele de la 50 la 99 cuprind fenomene cu precipitații în momentul observației.

Starea timpului pe trecut în cursul ultimelor 3 sau 6 ore se înscrie pe hartă tot simbolizat, după modelul din figura 86.

Direcția vîntului se trasează printr-o săgeată îndreptată în direcția de unde suflă vîntul. Cînd vîntul este calm se mai trasează un cerc în jurul cerului care conține simbolul nebulozității.

Viteza vîntului se indică prin barbule și triunghiuri, plasate pe baza săgeții care indică direcția de unde suflă vîntul. Înscrierea vitezei vîntului se face conform schemelor din figura 86.

Analiza hărților sinoptice de suprafață. După înscrierea valorilor pe harta sinoptică se face analiza ei și anume prin :

a) *Colorarea fenomenelor meteorologice* mai importante, ca : ceața cu galben, burnița cu virgule verzi, ploaia cu tentă de verde-deschis, zăpada cu tentă de verde-închis, ploaia pe trecut în linii verzi-deschis, zăpadă pe trecut în linii verzi-închis, orajul din momentul observației în R de culoare roșie, orajul din ora precedentă în R de culoare albastră, viscolul în cruce de săgeți verde-inchis, furtunile de praf în S ocru cu săgeată, aversele prin triunghiuri etc.

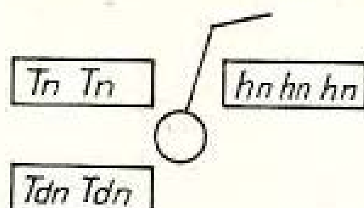
b) *Separarea nucleelor de tendință barică pozitivă și negativă* prin linii punctate trasate din milibar în milibar. Aceste linii se numesc și izalobare.

c) Trasarea fronturilor după cum urmează (fig. 87) :

— *fronturi reci* în culoare albastră (front rece la suprafață cu linie albastră continuă ; front rece în altitudine cu linie albastră întreruptă ; frontogeneza unui front rece cu linie formată din puncte ; fron-

SIMBOLIZAREA VITEZEI VÎNTULUI

VITEZA (metri pe secundă)	VITEZA (noduri)
0.5 — 1	1 — 2
1.5 — 3.5	3 — 7
4 — 6	8 — 12
6.5 — 8.5	13 — 17
9 — 11	18 — 22
11.5 — 13.5	23 — 27
14 — 16	28 — 32
16.5 — 18.5	33 — 37
19 — 21	38 — 42
21.5 — 23.5	43 — 47
24 — 26	48 — 52
26.5 — 28.5	53 — 57
29 — 31	58 — 62
31.5 — 33.5	63 — 67
34 — 36	68 — 72
36.5 — 38.5	73 — 77
39 — 41	78 — 82
41.5 — 43.5	83 — 87
44 — 46	88 — 92
46.5 — 48.5	93 — 97
49 — 51	98 — 102
51.5 — 53.5	103 — 107



Simboluri pentru timpul trecut

●	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
W				S/+	≡	9	●	✳	▽	ꓘ

Fig. 86. — Simbolizarea vîntului, a timpului pe trecut și schema simplificată a înscrierii valorilor aerologice.

toliza unui front rece cu linie albastră continuă pe care se trasează bare oblice) ;

— *fronturi calde* în culoare roșie (la fel ca și cele reci) ;

— *fronturi ocluse* în culoare mov (front oclus la suprafață în linie continuă, iar cel de altitudine în linie întreruptă);

— *fronturi cvasistaționare* în culoare albastră și roșie alternativ (pentru cel de la sol linia este continuă, pentru cel din altitudine este

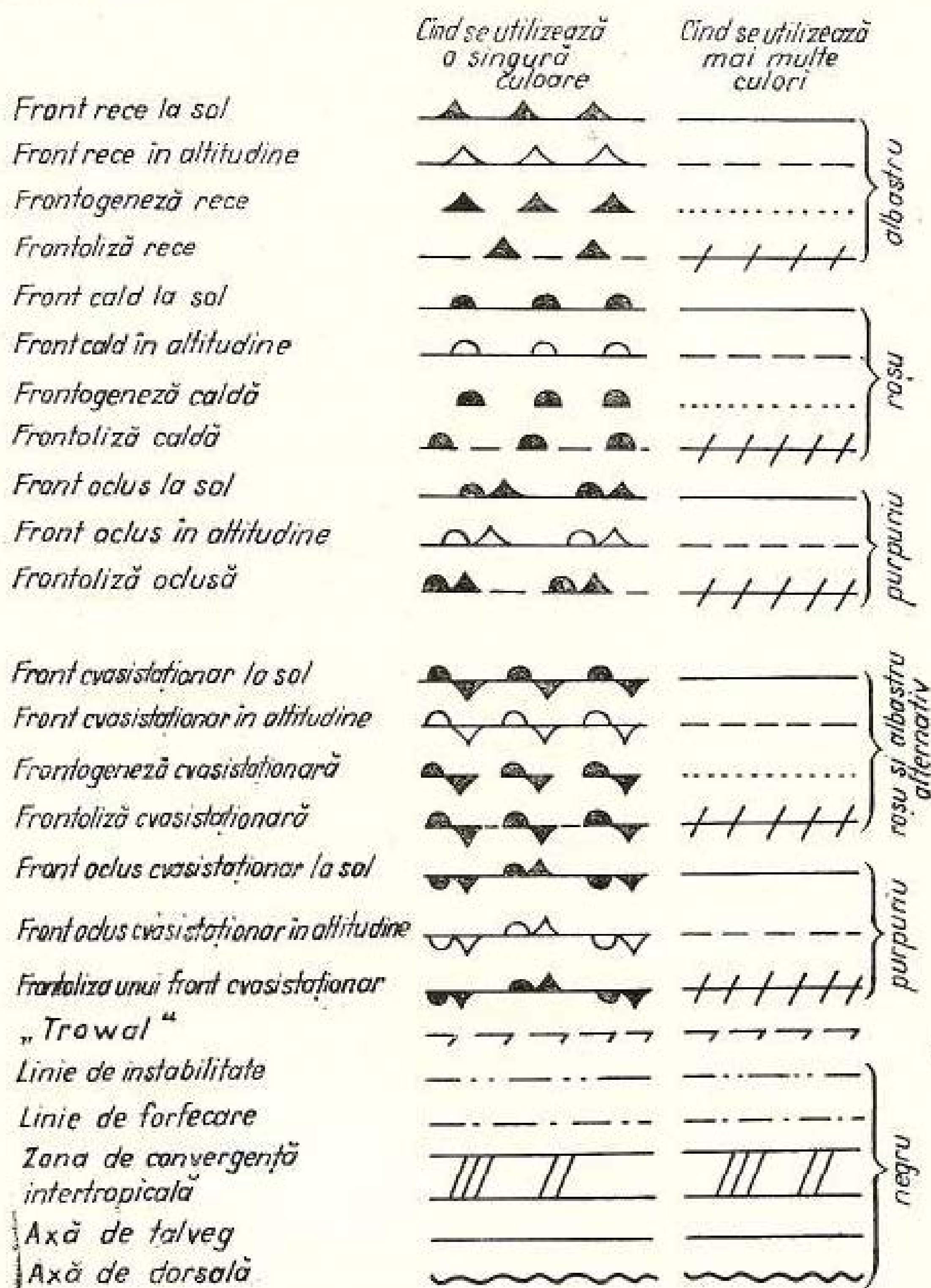


Fig. 87. — Simbolizarea fronturilor.

întreruptă, pentru cel în formare linia este formată din puncte roșii și albastre, iar pentru cel ce dispare dintr-o linie continuă cu bare transversale) ;

— *linia de instabilitate* se marchează în negru, prin liniuțe separate de două puncte ;

— *linia de forfecare* se trasează în negru prin liniuțe separate de un punct ;

— *zona de convergență* se trasează în portocaliu, prin două linii aproape paralele, întretăiate de 2 și 3 bare ;

— *discontinuitatea intertropicală* se trasează prin linie întreruptă, colorată în roșu și verde alternativ ;

— *axa talvegului* se trasează printr-o linie neagră, continuă ;

— *axa dorsalei* se trasează printr-o linie neagră în zigzag.

d) *Trasarea izobarelor* se face din 5 în 5 mb, prin linii negre continue, la capătul cărora se înscrie cota fiecărei izobare.

e) *Notarea centrelor barice* se face cu următoarele majuscule: *A* sau *H* sau *MB* pentru anticicloni, *C* sau *L* sau *D* pentru zone ciclonice (depresionare).

f) *Notarea maselor de aer* se face cu literele ce au fost indicate la paragraful respectiv.

g) *Direcția de deplasare* a fronturilor sau a centrelor barice se face prin trasarea de săgeți, pe care se notează și viteza de deplasare.

Alte hărți de suprafață. În unele servicii sinoptice se folosesc și alte hărți cu observații de suprafață, pe care se înscriu unul sau mai multe elemente :

a) *Harta de presiune,* pe care se înscriu : nebulozitatea, direcția și viteza vîntului și valorile de presiune reduse la nivelul mării.

b) *Harta cu repartiția temperaturii,* pe care se înscriu valorile de temperatură de la o oră sinoptică și pe care se trasează izoterme din 5 în 5°C.

c) *Harta de nebulozitate,* pe care se înscrie gradul de acoperire a cerului și fenomenele observate la ora sinoptică respectivă. Prin izolinii se separă, pe această hartă, regiunile cu cer acoperit, cele cu cer senin și zonele cu fenomene de același tip (zone cu ceață, cu ploaie, cu ninsoare, cu oraje etc.).

d) *Harta cu genul norilor,* pe care se înscriu tipurile de nori observați la ora sinoptică.

e) *Harta cu precipitații,* pe care se înscriu cantitățile de apă căzute cu 12 ore anterioare.

f) *Harta cu starea timpului pe trecut,* în care se înscriu fenomenele ce au avut loc între orele de observație sinoptice.

g) *Harta cu tendința barică,* pe care se înscriu valorile tendinței presiunii în decurs de 3 ore, anterioare observației sinoptice. Cînd presiunea a scăzut în decurs de 3 ore, valoarea care indică cu cîți milibari a scăzut se trece pe harta cu semnul minus (—). Prin izolinii, numite izalobare, se separă regiunile unde presiunea, în decurs de 3 ore,

a crescut de regiunile unde ea a scăzut. Izalobarele se trasează din mb în mb.

h) *Harta cu variația presiunii în 12 ore*, pe care se înscriu diferențele dintre valorile presiunii de la ora de observație și cele ale presiunii din același punct, cu 12 ore mai înainte. Izalobarele se trasează din 2,5 în 2,5 mb.

i) *Harta cu variația presiunii în 24 de ore*, pe care se înscriu diferențele de presiune pe un interval de 24 de ore. Izalobarele, care se trasează tot din 2,5 în 2,5 mb, separă regiunile unde presiunea a fost în creștere de cele unde presiunea a fost în scădere.

Tot pentru nivelul suprafeței terestre se mai întocmesc *hărți probabile cu variația presiunii*, *hărți probabile cu repartiția cîmpului baric* și a *fronturilor* pentru 6, 12 și 24 de ore care urmează.

4.10.2.2. **Înscrierea observațiilor pe hărțile aerologice.** Suprafețele izobare-standard, pentru care se întocmesc hărțile necesare cunoașterii condițiilor din atmosfera liberă sînt următoarele: 1 000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150, 70, 50, 30, 20 și 10 mb. Serviciile meteorologice naționale trebuie să întocmească hărți aerologice pentru nivelurile de 850, 700, 500, 300 și 200 mb.

Pe hărțile de altitudine se înscriu două feluri de date și anume: *date de bază* și *date complementare* (nori, fenomene).

Datele de bază sînt transmise prin telegramele meteorologice cu indicativul TEMP. Din aceste telegrame se extrag valorile caracteristice pentru fiecare nivel izobaric, deci pentru fiecare nivel (850, 700, 500, 300, 200 mb) se întocmește cîte o hartă.

Pe fiecare hartă se înscriu datele de bază conform schemei din figura 86.

Direcția vîntului la nivelul la care se raportează harta se indică printr-o săgeată în direcția de unde suflă vîntul către centrul cercului ce reprezintă localitatea.

Viteza vîntului se indică prin barbule și triunghiuri plasate pe direcție, așa cum se procedează și la hărțile de sol (direcția și viteza vîntului termic se înscriu în același fel).

Geopotențialul suprafeței izobare, hnhnhn, se înscrie în metri sau decametri geopotențiali.

Temperatura aerului la nivelul la care se referă harta TnTn se înscrie în grade Celsius cu semnul minus pentru valori negative.

Temperatura punctului de rouă, TdnTdn, la nivelul respectiv se înscrie la fel în grade Celsius, valorile negative avînd în față semnul minus (—).

Datele complementare se referă la nebulozitatea (*N*), genuri de nori (C_L, C_M, C_H), la plafon (*h*), precum și la fenomene (*ww*) care se înscriu după schema hărților de sol. Pînă în prezent, aceste date nu se aplică pe hărțile aerologice și nici nu sînt transmise prin telegrame TEMP, întrucît radiosondajele actuale nu fac astfel de determinări. Numai cînd sondajul se face cu avionul se pot obține asemenea date pentru diferitele niveluri standard.

4.10.3 **Analiza hărților de altitudine.** După înscrierea valorilor pe hartă se trasează liniile de nivel, izohipsele, din 40 în 40 mgp (metri geopotențiali). Cotele acestor izohipse se notează în decametri geopotențiali pe marginea lor.

Poziția centrelor de mare și joasă presiune se notează cu aceleași litere majuscule utilizate pentru harta de suprafață. Sub litera care indică forma barică se înscrie valoarea altitudinii.

Se trasează apoi liniile care delimitează zone cu vînt de aceeași intensitate. Aceste linii numite *izotahe* se trasează la intervale de 20 noduri (10 m/s). În centrul zonelor, unde vîntul este maxim, se înscrie litera *J*, urmată de viteza maximă (de exemplu, *J* 160).

Curentul jet se indică printr-o linie groasă, continuă, pe parcursul căreia se plasează săgeți orientate în direcția curentului.

Pe unele hărți aerologice se trasează și izotermele, din 5 în 5°C.

Pe hărțile de nivel inferior (850 sau 700 mb) se trasează liniile de umiditate. Aceste linii care delimitează regiunile cu punct de rouă egal se trasează din 5 în 5°C, din 10 în 10°C din 25 în 25°C. Îndeosebi se separă zonele cu umiditate foarte mare.

Pe lîngă hărțile de altitudine, menționate mai sus, care se numesc și *hărți de topografie absolută*, se mai execută și altele ajutătoare, ca :

Harta de topografie relativă, care indică grosimea dintre diferite suprafețe izobare (de exemplu 500/1 000 mb). Pe aceste hărți, izohipsele de topografie relativă sau liniile de grosime se trasează din 40 în 40 mgp.

Harta cu izotahe se întocmește uneori separat, trasîndu-se și liniile de vînt egal și curenții jet, așa cum s-a indicat mai sus.

Harta cu tropopauză se întocmește în două feluri și anume : se poate indica înălțimea în metri sau în valori de presiune :

— cînd tropopauza este dată în funcție de altitudine, izopletele se trasează la intervale de 1 000 m ;

— cînd tropopauza este dată în funcție de valori de presiune, izopletele se trasează la intervale de 50 mb.

Harta cu variația geopotențialului, la diverse niveluri pentru intervale de timp de 12 sau 24 de ore, se utilizează pentru identificarea deplasării mișcărilor ondulatorii. Izobarele se trasează din 40 în 40 mgp.

4.10.4 **Utilitatea hărților sinoptice.** Hărțile sinoptice constituie mijlocul de bază pentru a cunoaște aspectul vremii dintr-o anumită regiune și la o anumită oră sau la intervale de timp de 3, 6 sau 12 ore consecutive. Pe hărțile de suprafață, aviatorii pot constata : poziția ciclonilor și anticiclonilor, poziția și caracteristica fronturilor meteorologice dintr-o regiune sau de-a lungul unei rute de zbor, repartiția maselor de aer și caracterele acestora, distribuția nebulozității și tipurile de nori, zonele cu fenomene periculoase navigației aeriene (ceață, oraje, vijelii, viscole, căderi de grindină etc.), direcția și viteza vîntului la sol etc.

Hărțile aerologice arată direcția și viteza curenților la diferite înălțimi, zonele cu vînt maxim, poziția curentului jet, variația în înălțime a tropopauzei, valoarea temperaturii la diferite niveluri, poziția fronturilor și altele.

FENOMENE METEOROLOGICE CARE INFLUENȚEAZĂ NAVIGAȚIA AERIANĂ

CAPITOLUL al V-lea

5. VIZIBILITATEA, FACTOR CARE INFLUENȚEAZĂ NAVIGAȚIA AERIANĂ

5.1. CARACTERISTICILE DETERMINĂRII VIZIBILITĂȚII

Vizibilitatea se definește ca fiind „cea mai mare distanță, la care un obiect sau un reper, avînd caracteristici definite, poate fi văzut și identificat în toate împrejurările" (definiție O.M.M., publicația T.P.3, nr. 8, 1964).

Aprecierea sau determinarea vizibilității dă naștere la multe interpretări, deoarece, pe lîngă factorii meteorologici, ea depinde de un număr însemnat de alți factori.

Pe lîngă acestea, între observațiile asupra vizibilității efectuate de către observatorul de la sol și de către navigatorul aerian, pot apărea unele deosebiri, determinate de următoarele cauze principale :

— observațiile terestre și cele aeriene nu sînt efectuate din același punct și nici sub același unghi ; observațiile terestre se referă la vizibilitatea orizontală, pe cînd cele efectuate din avion, la vizibilitatea oblică (înclinată) ;

— lipsa simultaneității observațiilor, care prezintă o importanță considerabilă, dat fiind variabilitatea acestui element ;

— observatorul aerian nu dispune de repere fixe față de care se determină vizibilitatea.

Din aceste cauze, în prezent, noțiunea de vizibilitate tinde a fi legată de anumiți coeficienți, printre care coeficientul de transmisie, determinat de reducerea intensității unui fascicul luminos care traversează atmosfera, datorită difuziunii luminii pe particulele de apă și absorbției radiațiilor de către pulberi.

Pentru determinarea instrumentală a vizibilității se folosesc instrumente optice sau aparate electronice, bazate pe evaluarea coeficientului de transmisie. Descrierile instrumentelor și aparatelor sînt date în instrucțiuni speciale.

5.2. VARIANTELE VIZIBILITĂȚII

Noțiunea de vizibilitate cuprinde următoarele variante :
— vizibilitatea orizontală (la sol sau la înălțime) ;
— vizibilitatea oblică (înclinată) ;
— vizibilitatea verticală ;
— vizibilitatea în nori.

Vizibilitatea orizontală la sol reprezintă cea mai mare distanță la care, în plan orizontal, poate fi văzut și identificat un obiect sau un reper, avînd caracteristici definite. De obicei, ea se determină prin așezarea de repere, cu caracteristici bine definite, la anumite distanțe măsurate exact, față de care se apreciază distanța maximă la care este posibil să se distingă în mod clar caracteristicile unuia dintre ele. Schița cu amplasarea reperelor în jurul aeroportului și distanțele față de punctul fix din care se determină vizibilitatea orizontală reprezintă *roza vizibilității.*

Vizibilitatea se exprimă în metri sau în kilometri.

La aterizare, importanță deosebită prezintă vizibilitatea orizontală din momentul cînd avionul se găsește la 3—4 m deasupra solului. Pentru aceasta, ea trebuie determinată în condiții analoge celor în care se găsește navigatorul care atinge pista de aterizaj, adică dintr-un punct situat la capătul pistei.

Cea mai potrivită măsurare a vizibilității este determinarea distanțelor maxime la care, începînd dintr-un punct de la capătul pistei, devin vizibile, în anumite condiții meteorologice, ajutoarele vizuale care delimitează pista (balize, reflectoare).

Determinarea în acest mod a vizibilității (vizibilitate-baliză *vibal*) este importantă, deoarece prezintă siguranța că navigatorul și observatorul de pe teren se găsesc în condiții identice, iar la aterizare, navigatorul se ghidează după balizajul pistei ; pe lîngă aceasta, vizibilitatea oblică a balizajului, începînd de la o anumită înălțime, poate fi uneori satisfăcătoare, pe cînd cea orizontală, foarte slabă.

Raza de vizibilitate depinde de prezența în aer a produselor de condensare și a pulberilor. Din această cauză, vizibilitatea prezintă fluctuații, legate de producerea diferitelor fenomene (ceață, pîclă, transporturi de praf sau de zăpadă etc.). Fluctuațiile (de la sute de metri la cîțiva kilometri) se pot produce chiar în cazul aceluiași fenomen și în intervale foarte scurte de timp, precum și în anumite direcții. Astfel, în cazuri de pîclă, în direcția Soarelui, vizibilitatea poate fi de 3—4 ori mai slabă decît în direcția opusă.

Variații foarte mari ale vizibilității au loc în timpul ninsorii, cu deosebire la căderea averselor de zăpadă produse în masele de aer instabile. În aceste cazuri, o dată cu dezvoltarea maximă a turbulenței, însoțită de ninsoare abundentă, vizibilitatea scade pînă la cîțiva metri, pentru ca după numai un timp scurt (10 minute) să crească la cîțiva kilometri. Variații se produc de asemenea în timpul ninsorii cu vînt puternic, mai ales cînd zăpada afînată este ridicată de la sol.

În ceață și burniță, variațiile vizibilității sînt foarte mici, afară de cazurile trecerii bancurilor de ceață, în care vizibilitatea, la fiecare 10—30 de minute, variază de la cîțiva metri la cîțiva kilometri.

În cazul precipitațiilor continue, vizibilitatea nu prezintă fluctuații însemnate, fiind cuprinsă de obicei între 4—6 km ; numai în cazul averselor puternice poate scădea sub 1 km.

Slăbirea vizibilității din cauza pulberilor se întîmplă mai ales în jurul orașelor industriale, atunci cînd particulele de fum se întind în direcția vîntului și pot înrăutăți vizibilitatea la distanțe de sute de kilometri față de sursa de impurități, mai ales în condițiile de stabilitate mare a atmosferei.

În cazul furtunilor de praf sau de nisip, slăbirea vizibilităţi se produce mai ales în regiunile secetoase, atunci cînd vîntul atinge 10—12 m/s.

În masele de aer omogene, slăbirea vizibilității fiind datorită cu deosebire ceții, variațiile ei sînt determinate în special de fluctuațiile nivelului straturilor de inversiune care determină formarea ceţurilor ; coborîrea acestor straturi, în general, determină scăderea vizibilității, pe cînd ridicarea sau distrugerea lor produce o creștere a vizibilității.

Vara, în straturile de lîngă sol, vizibilitatea este mai bună în masele de aer instabile decît în cele stabile, iar la înălțime invers.

În zonele frontale, slăbirea vizibilității se datorește în general precipitațiilor, iar o înrăutățire mai mare se produce în cazul viscolului.

Trecerea frontului cald este însoțită de slăbirea vizibilității, mai accentuată o dată cu începerea ninsorii, mai ales atunci cînd zăpada este afînată și vîntul puternic. Vizibilitatea slăbește mai mult la trecerea frontului, din cauza norilor joși și burniței, însă numai atunci cînd umezeala în straturile inferioare este mare ; în caz contrar, înaintea frontului, precipitațiile slăbesc, iar vizibilitatea crește. În spatele frontului cald, vizibilitatea este în general mai bună, în afara cazurilor cu ceață din masele stabile de aer cald.

Trecerea frontului rece este însoțită de o îmbunătățire a vizibilității.

La sol, vizibilitatea poate slăbi și din cauza norilor joși, determinată de aerul cețos sau de ceață (care adeseori se contopește cu norii) sau de căderea precipitațiilor, mai ales sub formă de burniță. Astfel, atunci cînd plafonul norilor este aproximativ 100 m, la sol vizibilitatea este sub 4 km, iar cînd depășește 200 m, vizibilitatea trece de 4 km. În aceste situații, vizibilitatea slabă (sub 2 km) se constată cînd vîntul nu depășește 4—5 m/s, iar umezeala relativă este cel puțin 90%, deoarece, în cazul unui vînt puternic, transportul turbulent ridică de la sol produsele de condensare și impuritățile, ceea ce conduce la o îmbunătățire a vizibilității.

Vizibilitatea la înălțime este foarte variată și depinde în mare măsură de caracterul maselor de aer. Astfel, în masele de aer stabile, schimbul turbulent fiind slab, la înălțimea de 1—2 km, vizibilitatea este mai bună decît la sol, pe cînd în masele instabile, schimbul tur-

bulent fiind mai puternic, vizibilitatea este mai slabă la înălţime decît în straturile inferioare.

La înălţime se întîlnesc deseori straturi separate de aer, în care vizibilitatea se înrăutăţeşte brusc, din cauza aerului ceţos format în straturile de reţinere (inversiuni de sedimentare) sau a acumulărilor de pulberi transportate de la sol. Ridicarea cu 200—300 m peste aceste straturi face ca vizibilitatea orizontală să devină bună, însă cea verticală poate rămîne slabă, din cauza pîclei înalte de inversiune anticiclonică sau a aerului ceţos. Asemenea straturi se întîlnesc în spatele fronturilor reci, imediat sub suprafaţa frontală sau sub inversiunea de sedimentare formată în aerul rece.

La traversarea fronturilor reci se pot întîlni de asemenea zone cu vizibilitate slabă. Dacă traversarea se face prin spatele frontului rece (din masa de aer rece), la apropierea de front, din cauza aerului ceţos, vizibilitatea poate slăbi mult, astfel că nu se mai pot vedea norii orajoşi din faţa frontului. Cînd se face traversarea în faţa frontului (din masa caldă), vizibilitatea este mai bună şi se pot observa norii *Cumulonimbus* frontali la o distanţă mare de front. Aici poate exista însă pericolul furtunilor de praf din faţa frontului, care pot ridica praful la 3—4 km.

Vizibilitatea înclinată (oblică) reprezintă vizibilitatea orizontului, atunci cînd avionul se găseşte pe panta de coborîre. Pentru determinarea acestei vizibilităţi nu s-au găsit încă metode practice, însă se pot da indicaţii aproximative asupra înălţimii maxime de la care poate fi vizibil balizajul în funcţie de vizibilitatea sub nori. Astfel, atunci cînd norii situaţi la o înălţime mică deasupra solului sînt într-o cantitate suficientă pentru a jena vederea, dacă baza lor este destul de netedă, la ieşirea din nori nu se poate vedea la o distanţă mare. De exemplu, dacă baza norilor este situată la 40 m, iar panta de coborîre de 4°, navigatorul nu va vedea intrarea pistei înainte de 1 km; dacă baza norului este neprecisă (vaporoasă), semnele balizajului pot fi văzute înainte de ieşirea din nori.

Vizibilitatea verticală se confundă adesea cu baza norilor joşi determinată de la sol. În cazul cînd determinarea se face cu balonul de plafon există deosebiri mari între vizibilităţile determinate de navigator şi cele determinate de către observator, vizibilitatea de jos în sus fiind mai bună decît cea de sus în jos.

Vizibilitatea în nori diminuează totdeauna, mai mult sau mai puţin sensibil, atunci cînd avionul trece din aerul clar în interiorul unui nor, chiar dacă acesta este foarte subţire şi foarte difuz. La zborul în nori, observatorul are impresia că se găseşte într-o ceaţă mai mult sau mai puţin deasă, care prezintă deseori variaţii de grosime optică; ele sînt slabe într-o masă noroasă omogenă sau puternice dacă norul prezintă o structură discontinuă, de exemplu, în cazul cînd norul comportă straturi subţiri suprapuse *(Altostratus)* sau lacune interne *(Altostratus, Nimbostratus)*.

Diminuarea vizibilității în nori se datorește prezenței, în aerul care înconjură avionul, a picăturelelor de apă sau cristalelor de gheață ce constituie norul și eventual a particulelor lichide sau solide mai mari din care sînt formate precipitațiile în interiorul norului (picături de ploaie, fulgi de zăpadă, granule de gheață etc.). Această diminuare este variabilă după genul norului : abia perceptibilă în vălurile subțiri și foarte difuze de nori *(Cirrostratus)*, ea poate fi considerabilă în unele mase noroase foarte dense și cu mare extindere verticală *(Nimbostratus, Cumulonimbus)*. Pe de altă parte, într-un același nor, vizibilitatea variază de asemenea în funcție de părțile norului traversate de avion. Astfel, în cazul norilor *Cumulonimbus capillatus*, vizibilitatea cea mai bună este în regiunile superioare ale norului (nicovală și părțile ciriforme), pe cînd în alte părți ale norului, adesea poate fi foarte slabă, chiar nulă, cu deosebire în regiunea inferioară a norului.

Diminuarea vizibilității în interiorul norilor depinde de un număr mare de factori, dintre care mai importanți sînt :

— dimensiunile norilor, care condiționează distanța parcursă de raza vizuală în aerul noros ; de exemplu, într-un nor întins și subțire, se poate vedea Soarele și solul, adesea în același timp, pe cînd în interiorul unui nor cu aceeași constituție fizică, însă cu dimensiuni verticale mai mari, nu se poate vedea nimic în afara norului ;

— natura lichidă sau solidă a particulelor din nori. Pentru același conținut în apă, vizibilitatea în nori este mai slabă în norii constituiți din cristale de gheață decît în cei formați din picături de apă ; de asemenea, vizibilitatea este mai slabă cînd în nori se traversează zonele de zăpadă decît cele de ploaie ;

— dimensiunile particulelor noroase. Pentru același conținut în apă lichidă, vizibilitatea este mai slabă în norii formați din picăturele numeroase decît în norii constituiți din picături mari ;

— nivelul izotermei de 0°C, în raport cu masa noroasă. În cazul norilor cu extindere verticală importantă, acest nivel delimitează în interiorul lor o regiune inferioară cu temperaturi pozitive, conținînd picăturele și picături de apă nesuprarăcite și o regiune superioară cu temperatură negativă, constituită deseori din cristale de gheață și eventual din particule de apă suprarăcită sau din amestecul lor.

Din cauza acestor factori, variațiile vizibilității în interiorul norilor sînt în general mai importante în sensul vertical decît în cel orizontal, deoarece unii dintre acești factori pot fi foarte diferiți în diversele părți suprapuse ale unui aceluiași nor și variază puțin atunci cînd avionul zboară orizontal într-o aceeași masă noroasă. În plan orizontal, cele mai importante variații ale vizibilității sînt datorite cu deosebire prezenței lacunelor interne din interiorul masei noroase (structura în straturi subțiri suprapuse). Aceste variații, de asemenea, pot proveni dintr-o schimbare importantă a altitudinii izoterme de 0°C, legată de prezența unui front activ (cald, rece, oclus) în interiorul norului ; în acest caz, vizibilitatea poate suferi o variație importantă atunci cînd

avionul, fără a-și schimba altitudinea, trece repede dintr-o regiune cu temperatură pozitivă în una cu temperatură net negativă, unde poate întîlni particule de gheață. Dacă regiunea cu temperatură negativă este formată numai din particule de apă suprarăcită, vizibilitatea nu variază dacă dimensiunile și concentrația particulelor rămîn aproape aceleași ca în regiunea cu temperaturi pozitive, însă ciocnirea lor de avion poate determina încetarea bruscă a stării de suprarăcire și, ca urmare, producerea de givraj, uneori intens, pe avion.

Fenomenele care influențează în cel mai înalt grad slăbirea vizibilității sînt ceața și pîcla.

6. CEAȚA ȘI PÎCLA

6.1. CEAȚA

Fenomenul (hidrometeorul) *ceață* este suspensia în atmosferă a unor picături foarte mici de apă, singure sau amestecate cu cristale de gheață, din care cauză, vizibilitatea orizontală (uneori și cea verticală) este redusă.

Un fenomen analog este *aerul cețos* (denumit uneori și pîclă umedă).

Acești doi hidrometeori, care sînt de aceeași natură, se deosebesc astfel : fenomenul din cauza căruia vizibilitatea orizontală nu depășește 1 km poartă, în mod convențional, denumirea de *ceață*, iar cel datorit căruia limita inferioară a vizibilității orizontale este redusă pînă la 1 km, se numește *aer cețos*.

Intensitatea ceții sau a aerului cețos, după gradul de slăbire a vizibilității orizontale, se apreciază astfel :

— vizibilitatea orizontală în aerul cețos : slab (4—10 km), moderat (2—4 km), dens (1—2 km) ;

— vizibilitatea orizontală în ceață : slabă (500—1 000 m), moderată (200—500 m), deasă (50—200 m), foarte deasă (sub 50 m).

6.1.1. **Factorii care influențează formarea ceții.** Ceața se formează și se dezvoltă în masele de aer stabile, caracterizate prin inversiuni de temperatură (de radiație sau advective) în straturile inferioare ale atmosferei. Ea se menține atîta timp cît lipsește mișcarea ascendentă a aerului, determinată de convecție sau turbulență.

Următorii factori principali influențează formarea sau împrăștierea ceții :

Scăderea temperaturii sau creșterea umezelii aerului pînă se atinge saturația, urmată de condensarea vaporilor de apă.

Vîntul. Calmul complet nu contribuie la formarea ceții ; vîntul cu viteză de 2—3 m/s este cel mai favorabil pentru formarea ceții de radiație de sol ; vînturile potrivite ajută la formarea cețurilor de advecție,

pe cînd cele puternice nu produc cețuri, ci uneori nori *Stratus*. Influența vîntului este mai puternică pe mare decît pe uscat.

Stratul de zăpadă. Frecvența cea mai mare de ceață deasupra solului acoperit cu zăpadă se constată atunci cînd temperatura aerului este în jur de 0°C ; la temperaturi negative, cețurile formate deasupra zăpezii se risipesc în mod gradat, o dată cu scăderea temperaturii ; acțiunea maximă de împrăștiere a ceții de către zăpadă fiind la temperaturi cuprinse între —10°C și —15°C. Cețurile formate sau transportate deasupra zăpezii care se topește, de asemenea, nu pot persista.

La temperaturi joase, cețurile sînt constituite în mare parte din cristale de gheață. În mod normal, aceste cețuri se produc la temperaturi foarte joase (între —30°C și —50°C) însă și ceața formată din picături de apă se poate menține la asemenea temperaturi joase (—40°C).

Precipitațiile. Ceața datorită precipitațiilor se formează ori de cîte ori temperatura ploii este mai ridicată decît cea a straturilor de aer de lîngă sol, prin care cade. Ea se dezvoltă mai ales cînd suprafața solului a fost uscată înainte de căderea ploii. Din această cauză, în timpul verii, precipitațiile fiind în mod normal mai reci decît aerul prin care cad, ceața de acest fel nu se formează, pe cînd în anotimpul rece, temperaturile joase și inversiunile de la sol, frecvente în acest anotimp, sînt condiții favorabile pentru producerea cețurilor datorite precipitațiilor. De obicei, cețurile datorite precipitațiilor se formează dedesubtul suprafețelor frontale (cețuri frontale) și de asemenea, atunci cînd ploaia cade printr-un strat de aer rece de sub o inversiune. Ele se dezvoltă cu deosebire sub un cer acoperit cu nori joși, din care cad precipitații (mai ales sub formă de burniță), în care caz se pot extinde de la sol pînă la baza norului, făcînd astfel zborul periculos.

6.1.2. **Clasificarea cețurilor (genetică).** Cețurile se formează prin răcirea aerului sau creșterea umezelii lui. Cețurile formate prin răcirea aerului cuprind următoarele tipuri :

— cețuri de advecție-răcire, ca urmare a transportului orizontal (advecție) al aerului între regiuni cu contraste mari de temperatură ;

— cețuri de radiație, răcirea aerului la contactul cu o suprafață subiacentă (suprafața situată dedesubt), răcită prin radiație ;

— ceața de pantă, răcirea aerului prin ascensiunea adiabatică pe pante.

Cețurile determinate de creșterea umezelii aerului se formează mai ales ca urmare a *evaporării apei*. Ele cuprind tipurile :

— cețuri frontale, evaporarea ploii mai calde decît aerul prin care cade ;

— cețuri ca „aburii", evaporarea de la o suprafață de apă mai caldă decît aerul înconjurător.

În mod rezumativ, această clasificare a cețurilor este reprezentată în tabloul din pagina următoare.

Clasificarea genetică a ceţurilor

Procesele care determină formarea	Denumirea ceţii	Condiţii favorabile pentru formare	Procesele care determină împrăştierea
I. *Răcirea,* produsă prin :			*Încălzirea* produsă prin :
a) radiaţie	de radiaţie	Cer senin, stabilitate, vînt slab	a) insolaţie
b) advecţie de aer cald peste o suprafaţă rece	de advecţie (advectivă)	Diferenţă mare de temperatură între aerul transportat şi suprafaţa subiacentă, vînt moderat, umezeală relativă ridicată în starea iniţială	b) trecerea masei de aer rece peste o suprafaţă subiacentă mai caldă ; încălzirea suprafeţei subiacente
c) ridicarea adiabatică a aerului pe pantă	de pantă	Stratificare stabilă a atmosferei, umezeală relativă ridicată	c) mişcare adiabatică pe panta descendentă
II. *Evaporarea*			
a) ploi mai calde ca aerul	frontală	Inversiuni puternice de temperatură de tip frontal ; umezeală relativă ridicată a aerului dedesubtul suprafeţei frontale	a) Sublimarea pe zăpadă la temperaturi sub 0° C (cu excepţia ceţurilor formate din cristale de gheaţă)
b) de la suprafaţa de apă mai caldă decît aerul	de evaporare, ca „aburii"	Diferenţă mare de temperatură între suprafaţa de apă şi aer ; stratificare stabilă (de inversiune) înainte de sosirea aerului rece deasupra întinderii de apă	b) Amestec turbulent

6.1.3. Caracteristicile şi importanţa pentru navigaţia aeriană a diferitelor tipuri de ceţuri.

6.1.3.1. Ceţurile de advecţie (advective).

6.1.3.1.1. Ceţuri formate prin transportul aerului cald şi umed deasupra suprafeţelor mai reci. *Condiţii favorabile pentru formare* : vînturi moderate, contrast mare de temperatură între aerul transportat şi suprafaţa de dedesubt, stratificare stabilă a atmosferei (inversiuni de temperatură advective), gradient slab de presiune, umezeală ridicată.

Situaţii sinoptice în care se formează : sectoarele calde ale ciclonilor, periferiile nordice ale anticiclonilor.

Caracteristici : se produc cu vînturi moderate sau tari (spre deosebire de ceţurile de radiaţie) ; încep de-a lungul unei zone cu aer ceţos, a cărei lărgime variază de la cîţiva km la zeci de km. Marginile ceţurilor situate în vînt sînt rareori bine definite şi tind să se includă în zonele întinse cu aer ceţos, pe cînd cele de sub vînt se extind pînă unde vîntul poate transporta aceste ceţuri. Cînd se stabileşte un regim

al vîntului, limitele ceţurilor devin aproape fixe, iar schimbarea vîntului alterează întregul tip de ceaţă; desimea ceţurilor variază foarte mult, fiind mai mare la înălţimi care depăşesc 10 m; adesea, ceţurile se contopesc cu norii stratiformi. Din această cauză, în astfel de ceţuri, vizibilitatea orizontală poate fi cuprinsă între 0 m şi cîţiva km, cea mai bună fiind la marginea situată în vînt a zonei de ceaţă, iar cea mai slabă predominînd în zona de ceaţă şi în partea de sub vînt a ei; grosimea ceţurilor este în mod frecvent de cel puţin 300 m, fiind cuprinsă între 600—1 000 m; atunci cînd vin în contact cu ceaţa de radiaţie din centrul unui anticiclon, se întind pe suprafeţe mari.

Frecvenţa: deasupra uscatului, ceţurile advective se produc mai ales în jumătatea rece a anului, atît ziua, cît şi noaptea, pe timp închis şi cu radiaţie slabă; ele se accentuează dacă suprafaţa solului se răceşte de la o zi la alta (ceţuri de advecţie-radiaţie), deci se pot menţine timp îndelungat;

— în zonele de litoral se produc în tot timpul anului, ca urmare a circulaţiilor musonice (ceţuri musonice) sau brizelor (ceţuri datorite brizelor), de unde sînt deplasate de către vînt spre interiorul uscatului, adesea la mii de km;

— iarna, ceţurile advective se mai pot forma prin deplasarea maselor de aer tropicale de la latitudinile mici către cele mari (ceţuri datorite aerului tropical) sau la limita curenţilor maritimi calzi şi reci;

— în timpul verii, frecvenţa ceţurilor este mai slabă pe uscat, deoarece solul încălzit le împrăştie atunci cînd se îndreaptă spre interior de la suprafeţele de apă mai reci, pe cînd iarna, solul răcit favorizează îngroşarea şi extinderea ceţurilor pe uscat.

Importanţa pentru navigaţia aeriană. Deasupra ceţurilor de advecţie, în general, zborul se face în aerul lipsit de nori şi mai cald, deci în bune condiţii, dacă aeroporturile nu sînt acoperite de ceaţă.

Limitele şi direcţia de deplasare a ceţurilor pot fi cunoscute, deci se poate planifica zborul în detaliu. Totuşi, o ceaţă slabă se poate intensifica şi întinde pe suprafeţe mari din cauza schimbării vîntului; în cazul unor asemenea ceţuri este necesară o alimentare suplimentară cu combustibil a avionului, pentru o eventuală aterizare pe aeroporturi intermediare.

Iarna, formarea ceţurilor deasupra continentelor în masele de aer venite dinspre mare, datorîndu-se atît advecţiei cît şi radiaţiei, ceţurile de advecţie sînt cele mai intense şi ocupă suprafeţe mari, din care cauză sînt şi cele mai periculoase pentru aviaţie.

Din această categorie de ceţuri, mai importante sînt următoarele tipuri:

a) *Ceaţa datorită aerului tropical*

Se formează în timpul invaziei maselor de aer tropicale care se deplasează pe o scară mare de la latitudini joase către cele mai înalte, în regiunile cu activitate ciclonică intensă.

Condiții favorabile pentru intensificare și persistență: — imediat în spatele frontului cald, în sectoarele calde ale ciclonilor care se dezvoltă repede;

— existența înainte de invazia aerului tropical a unui anticiclon puternic ce a determinat răcirea însemnată a solului prin radiație și apoi, trecerea frontului cald însoțit de precipitații;

— răcirea puternică a masei de aer tropical, la trecerea peste o suprafață acoperită cu zăpadă.

Caracteristici: — ceață la sol care nu atinge desimea celei de radiație, însă se întinde pe suprafețe mari, crește cu înălțimea și este însoțită de nori joși și compacți stratiformi, precum și de burniță groasă, fină; deasupra ceții se formează nori ondulați *(Stratocumulus, Altocumulus)*;

— se produce cu vînturi puternice de la SV și VSV; dacă vînturile sînt potrivite se formează nori *Stratus* și burniță;

— se întinde pe o zonă vastă și bine definită în sectorul cald al ciclonului, înaintează împreună cu masa caldă de aer și atinge intensitatea maximă în vîrful sectorului cald, acolo unde aerul tropical pătrunde cel mai adînc la latitudinile înalte;

— deplasîndu-se o dată cu aerul tropical nu persistă nici 24 de ore deasupra unei localități.

Frecvența: — pe continent apare iarna, în cazurile cu circulație ciclonică intensă; vara, frecvența ceții este mai mică și ea nu persistă, căci aerul tropical, ajungînd pe uscat, se încălzește suplimentar;

— deasupra mării se poate produce și persista în toate anotimpurile, fiind mai slabă și însoțită de burniță.

Împrăștierea: slăbirea activității ciclonice și a stratificării extrem de stabile a masei de aer tropical.

Importanța pentru navigația aeriană: vizibilitatea la sol și în apropierea solului este slabă.

b) Ceața datorită brizelor

Se formează ca urmare a contrastului de temperatură între suprafața uscatului și a apei, determinat de încălzirea zilnică inegală a uscatului și a apei (circulație de brize).

Caracteristici: — ceață tipică de vară, cu briza de mare;

— în interiorul uscatului, ceața adusă de pe mare nu se întinde la o distanță mai mare decît circa 40 km, ci la atingerea uscatului, începe să se risipească sau să se ridice, formînd nori *Stratus*, mai ales dacă vînturile sînt tari sau moderate;

— cu vînturi slabe deasupra mării se formează ceață deasă, care este adusă de briza de mare pe uscat, înainte de amiază, și se retrage noaptea, cînd devine predominantă briza de uscat;

— la apusul Soarelui apar nori *Fractocumulus* sau *Stratus* denși, mai ales pe înălțimi, avînd plafonul cuprins între 400 și 600 m; noaptea, în apropierea coastei, norii *Stratus* pot să coboare la sol.

Importanța pentru naviagația aeriană. Se poate zbura peste stratul de ceață, deoarece stratul de aer afectat de circulația de brize are grosime de aproximativ 1 000 m, iar deasupra, cerul este în general senin. Ceața

prezintă importanță pentru zbor numai atunci cînd este transportată departe, în interiorul uscatului, mai ales deasupra dealurilor.

c) *Ceața de pantă*

Formarea ei se datorește răcirii, prin destindere adiabatică, a unui strat de aer stabil și umed, ca rezultat al ridicării pe panta unui deal sau a unui munte. Adesea, ceața se formează prin efectul combinat al ascensiunii aerului și radiației, iar alteori, prin creșterea umezelii aerului datorită ploii.

Caracteristici : — se menține cu vînturi tari ; cu vînturi puternice, imediat deasupra solului, se formează nori joși care acoperă cerul ;

— ceața se extinde atît cît permite panta și în mod neregulat ; frecvent se contopește cu norii joși de deasupra, formînd un strat de nori care se întinde de la sol pînă la cîteva sute de metri, mai ales dacă vînturile sînt puternice ;

— pe panta descendentă a muntelui (dealului), ceața nu se formează, deoarece prin coborîre, aerul se încălzește ;

— desimea ceții variază foarte mult deasupra terenurilor accidentate și în pantă, în văi, vizibilitatea este bună (dacă nu se produce ceață de radiație), iar pe vîrful dealului, ea este foarte slabă ;

— grosimea cea mai mare a ceții se constată acolo unde vînturile sînt mai puternice, iar cea mai mică, unde vîntul este slab și suflă deasupra unei pante mici. La nivelul unde vîntul încetează, ceața nu se mai formează ;

— în ceață se poate produce givraj ;

— cînd este destul de groasă, din ceață pot cădea precipitații cu caracter de front cald, din care cauză, ea poate fi considerată ca un nor mare, avînd baza la sol.

Importanța pentru navigația aeriană. În zbor, pericolul este neglijabil, deoarece ceața se întinde pe distanțe mici și nu depășește înălțimea obstacolului. Are însă importanță la aterizare, în special pe aeroporturile instalate în văi adăpostite.

6.1.3.1.2. **Tipuri de cețuri datorate transportului de aer rece peste suprafețe mai calde de apă.** *„Aburii" deasupra lacurilor, mlaștinilor, rîurilor.* Se formează în diminețile senine de toamnă sau iarnă, atunci cînd aerul răcit prin radiație se scurge peste suprafețe de apă, avînd temperatura peste 0°C. Prin încălzire și umezire în contact cu suprafața mai caldă de apă, aerul devine cețos și este antrenat ca un „abur" deasupra apei.

Pe suprafețe mici de apă, „aburul" se subțiază repede dacă nu există o vale care să-l dreneze. De cele mai multe ori, cețurile de tipul „aburilor" urmează conturul lacurilor, mlaștinilor sau cursului rîului deasupra cărora se formează.

Cețurile de tipul „aburilor" prezintă importanță pentru navigația aeriană, atunci cînd, în cazul unei cețe groase de radiație, se schimbă ruta de zbor ; deasupra unui rîu, din zbor se vede cursul acestuia prin subțierea ceții de deasupra lui.

Caracteristicile generale ale cețurilor de advecție sînt reprezentate în tabelul 8.

6.1.3.2. **Ceţurile de radiaţie.** Se formează în stratul de aer în contact cu o suprafaţă situată dedesubt, răcită prin radiaţie. Dacă răcirea se produce la suprafaţa solului se formează *ceaţa de radiaţie la sol*, iar dacă răcirea este în altitudine, *ceaţa înaltă*.

Ceţurile de radiaţie se caracterizează printr-o inversiune marcantă de temperatură la sol (ceaţa la sol) sau în straturile inferioare ale atmosferei (ceaţa înaltă).

Ceaţa la sol. Caracteristic pentru formarea ceţurilor este prezenţa unei inversiuni marcante de temperatură, a cărei bază este la sol, iar marginea superioară la vîrful stratului de ceaţă.

Factorii care favorizează sau împiedică formarea ceţii de radiaţie sînt :

Starea cerului. Cerul senin favorizează formarea ceţurilor (fiind considerat esenţial în dezvoltarea ceţii groase) ; norii cu plafonul peste 3 000 m întîrzie puţin, cei sub 3 000 m întîrzie apreciabil formarea şi dezvoltarea ceţii, în raport cu gradul de acoperire a cerului, iar norii inferiori împiedică formarea ei.

Vîntul. Calmul complet nu este favorabil, pe cînd vîntul cu viteza de 2—3 m/s este cel mai favorabil pentru formarea ceţurilor ; vîntul cu viteza de 3—6 m/s întîrzie formarea ceţii la viteze mai mici şi o împiedică la viteze mai mari ; cu viteze ale vîntului mai mari decît 6 m/s, formarea ceţii, în mod practic, este imposibilă.

Natura suprafeţei solului. Suprafeţele umede favorizează în general formarea ceţurilor, pe cînd cele uscate (terenurile nisipoase, rocile) nu sînt favorabile sau întîrzie formarea lor. Solul umed, mlaştinile, bazinele mici de apă, îndeplinesc condiţiile cele mai favorabile, în timp ce deasupra bazinelor mari de apă, ceaţa de radiaţie nu se formează.

Situaţii sinoptice în care se formează. Iarna, în părţile centrale şi pe axa dorsalelor anticiclonilor continentali care au stagnat timp îndelungat deasupra unei regiuni (s-au stabilizat), iar vara, la periferia lor sau în zone barice destrămate, cu gradienţi slabi de presiune.

Factorii care ajută la împrăştirea ceţii de radiaţie.

— Ceaţa în petice (bancuri) subţiri se împrăştie scurt timp după răsăritul Soarelui, cea în bancuri puternice în cîteva ore după răsăritul Soarelui ; dacă este adîncă şi groasă se împrăştie încet, putînd persista toată ziua, iar iarna, chiar cîteva zile.

— Cerul acoperit întîrzie apreciabil împrăştierea ceţii (iarna putînd preveni împrăştierea) ; cerul parţial noros întîrzie, pe cînd cel senin favorizează împrăştierea ceţii.

— Calmul complet este nefavorabil împrăştierii ceţii, pe cînd vîntul puternic favorizează împrăştierea.

— Aerul uscat deasupra ceţii favorizează împrăştierea acesteia, pe cînd cel umed o întîrzie.

— Creşterea temperaturii deasupra ceţii favorizează împrăştierea ei, pe cînd descreşterea slabă de temperatură împiedică împrăştierea, însă nu ridicarea ei.

— În văi, ceaţa poate dura zile şi săptămîni, persistînd atîta timp, cît vînturile sînt slabe.

Tabelul 8

Caracteristicile ceţurilor de advecţie

	Ceaţă normală de advecţie	Ceaţă locală de advecţie	Ceaţă musonică şi datorită brizelor	Ceaţă de pantă ascendentă	Ceaţă ca „aburii"
Regiunea în care se formează	— pe suprafeţele de uscat sau mare, cu contraste mari de temperatură	— pe suprafaţa lacurilor sau în regiuni de coastă cu contraste mari de temperatură	— în regiunile de coastă cu contraste puternice de temperatură	— dealuri, terenuri în pantă	— bălţi, rîuri, mlaştini, lacuri mici
Necesităţi pentru dezvoltare	— vînt, transportînd aer cald şi umed deasupra unei suprafeţe reci	— la fel	— briza de mare — aer cald şi umed	— vînt de pantă ascendentă care transportă aer umed	— vînt slab care transportă aer stabil, aproape saturat
Extensiunea	— acoperă regiuni mari, fiind dirijată de vînt	— în regiuni limitate — adesea în petice	— limitată la regiuni din imediata apropiere a coastei	— adesea acoperă regiuni întinse — variază considerabil în regiune	— localizată, adesea peticită
Desimea	— variază de la slabă la densă	— moderată la densă	— la fel	— variază de la slabă la densă	— moderată la densă
Grosimea	— 1 la 1 000 m	— uzual, 1 la 600 m	— 250—450 m	— foarte groasă, cîteodată peste 1 km	— 150—300 m

Efectul razelor solare	— nici unul deasupra apei — subţiază ceaţa deasupra uscatului	— la fel	— la fel	— foarte slab	— împrăştie încet ceaţa în cursul dimineţii
Efectul răcirii nocturne	— nici unul deasupra apei — ajută ceaţa deasupra uscatului	— la fel	— opreşte înaintarea ceţii sau formarea ei prin terminarea brizei de mare	— foarte slab	— ajută apreciabil ceaţa, adesea fiind necesar pentru producerea ei
Principalii factori modificatori	— schimbarea vîntului — trecerea unui front — variaţii în diferenţa între temperatura aerului şi punctul de rouă	— la fel	— descreşterea brizei de mare — variaţii în diferenţa între temperatura aerului şi punctul de rouă	— schimbarea vîntului — variaţii în diferenţa între temperatura aerului şi punctul de rouă	— schimbarea ori creşterea vîntului — trecerea unui front — variaţia în diferenţa între temperatura aerului şi punctul de rouă
Agenţi principali de împrăştiere	— creşterea ori schimbarea vîntului — trecerea frontală	— la fel	— terminarea brizei de mare — schimbarea vîntului — trecerea frontală	— schimbarea vîntului care să împiedice mişcarea ascendentă pe pantă — trecere frontală	— creşterea ori schimbarea vîntului — trecere frontală

— Împrăștierea ceții care se îndreaptă deasupra unei suprafețe reci de apă este apreciabil întîrziată, pe cînd deasupra apei calde, ceața se împrăștie imediat.

— Iarna, ceața se împrăștie încet, însă nu total, pe cînd vara se împrăștie repede, îndeosebi la amiază.

Caracteristicile ceții de radiație la sol :

— se formează la început la sol, de unde se întinde apoi gradat în înălțime, constituind un strat orizontal, a cărui grosime totală este relativ mică (cîțiva zeci de metri) ; desimea mai mare a ceții se constată în apropierea solului și descrește cu înălțimea ;

— prezintă un caracter local foarte accentuat ; apare aproape instantaneu, deseori sub formă de pînze foarte dense, alternînd cu spații degajate în întregime ;

— dispare în timpul zilei, o dată cu distrugerea inversiunii de la sol. Înainte de a se risipi, deseori se desprinde de la sol, formînd o pînză noroasă asemănătoare cu un nor *Stratus*, care apoi se evaporă sau se transformă în nori *Cumulus* mici *(humilis)*. Împrăștierea ceții este mai rapidă decît formarea ei și se face cu atît mai intens, cu cît s-a format la o oră mai avansată din noapte ;

— frecvența cea mai mare a ceții o găsim în vecinătatea orașelor mari sau în zonele industriale.

Importanța pentru navigația aeriană. Ceața de radiație la sol prezintă importanță pentru navigația aeriană, nu atît prin desime și extensiune (rareori depășește înălțimea de 200 m), ci prin frecvența ei neregulată și apariția ca „pete“ care se întind pe suprafețe mari. Din această cauză, activitatea aviației în zonele în care există posibilitatea producerii ceții de radiație prezintă riscul ca aeroporturile din aceste zone să fie inaccesibile zile întregi, iar cîteodată, săptămîni. Toamna și iarna, în cursul după amiezelor, sînt scurte perioade cînd se produc spărturi în stratul de ceață ; dacă o asemenea spărtură se produce deasupra unui aeroport, ea trebuie să fie folosită foarte repede, pînă ce ceața nu se îndreaptă sau se formează din nou deasupra zonei de aterizaj. Prognoza localizării și durabilității unei singure spărturi într-un strat extensiv de ceață este imposibilă în mod practic, deoarece asemenea spărturi se produc la întîmplare. Pentru evitarea unor asemenea situații este necesar ca avioanele care zboară către aeroporturile înconjurate sau limitate de ceață să aibă combustibil suficient pentru a se putea reîntoarce sau să aterizeze pe alte aeroporturi libere de ceață.

C e a ț a   î n a l t ă. Se produce în condiții similare cu ceața de la sol, însă inversiunea de temperatură este situată la înălțime (200—2 000 m). Dacă inversiunea stagnează se poate produce o condensare generală pînă la stratul de inversiune, cu formare de ceață, nori joși, precipitații slabe, fulgi de zăpadă, ace de gheață.

Condiții favorabile pentru formarea și menținerea ceții înalte : menținerea și intensificarea inversiunilor de temperatură înalte (inversiuni de comprimare), cer senin, aer uscat și insolație puternică deasupra inversiunii, gradient slab de presiune și lipsa vîntului.

Situații sinoptice în care se formează: anticicloni puternici (1 040 mb), stagnanți timp îndelungat toamna și iarna peste continentul rece. De obicei, ceața se formează în partea de S și SV a anticiclonului, unde inversiunea de temperatură este mai joasă, iar aerul este răcit și prin radiație. În regiunile centrale ale anticiclonului se produc nori *Stratus*, care, către marginile acestuia, coboară în mod progresiv pînă la formarea de ceață care începe după stagnarea anticiclonului. Ceața se intensifică și se menține atît timp cît durează anticiclonul.

Deasupra mării și în zonele de ciclogeneză, ceața înaltă nu se formează.

Caracteristici: — cea mai mare desime a ceții se constată la baza inversiunii; ceața se poate întinde de la sol pînă la inversiune cu desime crescîndă (invers ca ceața de la sol) sau, la sol, ceața poate lipsi, iar mai sus se formează nori *Stratus* joși și denși, aproape imobili;

— desimea ceții crește progresiv de la o zi la alta, cu oscilații zilnice, ceața cea mai deasă fiind în zori;

— ceața înaltă este persistentă (poate dura săptămîni), se întinde pe suprafețe mari și are un caracter mai puțin local decît ceața de la sol;

— ceața de la sol poate trece în ceață înaltă;

— ceața înaltă se împrăștie o dată cu deplasarea anticiclonilor stagnanți.

Importanța pentru navigație aeriană. Deasupra regiunilor neaccidentale, ceața fiind înaltă, zborul se poate face sub norii *Stratus*, însă vizibilitatea este slabă.

6.1.3.3. **Cețuri frontale.** Se produc la trecerea fronturilor sau în regiunile cu cea mai mare activitate ciclonică, într-o zonă strîmtă de-a lungul frontului, în masa rece separată de front. Formarea lor se datorește umezirii aerului de către precipitațiile frontale și evaporării apei de pe solul umezit (ceața datorită precipitațiilor). Condiția necesară pentru formarea acestor cețuri este ca temperatura, în stratul de aer de la sol să fie în mod apreciabil mai coborîtă decît a aerului de deasupra și decît a ploii care cade.

— *Caracteristici*: — se mișcă repede o dată cu frontul, deci nu sînt persistente, însă pot apărea pe neașteptate, ceea ce reprezintă un pericol pentru aviație;

— intensitatea cea mai mare a cețurilor se găsește în zona cu ploaie caldă care a căzut în aerul rece înaintea frontului cald sau în spatele frontului rece;

— se produc în general cu vînturi slabe și însoțesc precipitații de asemenea slabe (ploaie slabă, burniță, ninsoare slabă).

6.1.3.3.1. **Cețuri care însoțesc trecerea frontului cald.** *Ceața prefrontală*. Înaintea frontului cald, ceața se formează în zona cu cer acoperit și cu ploaie (largă uneori de 200 km), imediat înaintea frontului cald.

Ceața se produce mai ales înaintea unui sector cald nou-format al unui front cvasistaționar cu contraste puternice de temperatură și

de vînt, deci în regiunile cu ciclogeneză rapidă. În acest caz, zona de ceață apare ca aer cețos în aerul rece la o distanță de circa 150 km de front, crește gradat, iar lîngă front se extinde pînă în nori, se mişcă cu frontul şi încetează la trecerea lui (nu durează decît 4—5 ore).

Dacă frontul este mai vechi apare ca ceață joasă sau aer cețos, cu vînturi slabe ; ceața se face apoi mai groasă şi se întinde mai sus pînă la norii joşi care însoțesc apropierea frontului şi dispare brusc, o dată cu trecerea frontului.

Înaintea frontului oclus se produc ceață şi nori joşi ca şi înaintea frontului cald, însă cu intensitate mai slabă.

La trecerea frontului, ceața se produce în sistemul frontal de nori joşi migratori, care se mişcă o dată cu frontul. La trecerea frontului, sistemul de nori atinge plafonul cel mai coborît, extinzîndu-se cîteodată pînă la sol ca ceață, mai ales deasupra suprafețelor acoperite cu zăpadă. De obicei, la trecerea frontului cald, ceața nu este groasă, ci se produc nori *Stratus* joşi însoțiți de burniță.

Ceața se întinde paralel cu frontul într-o bandă largă de 150—300 km şi lungă cît este zona precipitațiilor (800—900 km). Adesea, ceața se contopeşte cu sistemul de nori, avînd baza la sol, iar vîrful la 3—4 km. Din această cauză, în zone restrînse, vizibilitatea poate deveni nulă, iar în altele, alăturate, foarte mare.

În cazul frontului oclus, condițiile sînt asemănătoare cu ale trecerii frontului cald, cu deosebirea că sistemul noros începe să se destrame, iar norii nu mai ajung pînă la sol ca ceață.

Ceața postfrontală. Se formează în porțiunea de tranziție a aerului cald ce invadează într-o regiune în care a fost o masă de aer stagnantă. Ceața se datoreşte răcirii aerului prin contact cu solul răcit în prealabil prin precipitații şi amestecului cu rămăşițele masei reci.

După trecerea frontului cald, vizibilitatea se ameliorează gradat, însă nu complet, căci se intră în masa caldă de aer unde se produc cețuri din interiorul maselor de aer.

După trecerea frontului oclus, vizibilitatea este mai bună.

Pentru navigația aeriană, la trecerea frontului cald, importanță deosebită prezintă norii joşi, nu ceața.

6.1.3.3.2. **Cețuri care însoțesc trecerea frontului rece.** *Ceața prefrontală (ceața barometrică)* se produce în sectorul cald, din cauza răcirii gradate a aerului, prin contactul cu solul răcit. Deseori se formează nori *Stratus*, din care cade burniță.

Înaintea frontului rece, ceața este mai deasă acolo unde se produce scăderea cea mai accentuată de presiune în sectorul cald (ceață barometrică). Ea este cu atît mai deasă, cu cît ciclogeneza este mai puternică (scăderea presiunii mai accentuată).

Ceața se produce mai ales iarna şi deasupra mării ; vara, pe continent, nu se produce.

Ceața barometrică este mai puțin densă, are o extensiune mai mică decît înaintea frontului cald şi o durată scurtă, legată de trecerea frontului rece.

La trecerea frontului rece, ceața este în general slabă, de scurtă durată și urmată de creșterea vizibilității.

Ceața postfrontală. După trecerea frontului rece nu se formează în general ceață.

Cețurile datorite trecerii frontului rece prezintă o mică importanță pentru navigația aeriană.

În tabloul care urmează se arată unele aspecte pe care le prezintă ceața față de poziția avionului în zbor.

Aspectele ceții față de poziția avionului în zbor

Poziția avionului	Caracterul mediului care înconjură avionul	Aspectul ceții
În interiorul ceții	Aspect de fum destul de dens Vizibilitatea: mediocră sau rea, cu variații destul de importante, mai ales în sens vertical Givraj, eventual foarte slab Turbulența: într-o ceață puțin densă este slabă sau lipsește, într-o ceață densă este slabă sau moderată	De obicei, ceața are culoare albicioasă, iar atunci cînd conține particule de praf sau de fum, poate lua o nuanță cenușie sau gălbuie Observatorul are impresia că este într-o pătură noroasă destul de densă Cînd avionul traversează partea superioară a unui strat de ceață în zbor ascendent, desimea ei crește și atinge maximul imediat deasupra suprafeței superioare a stratului
Deasupra ceții	Cer senin; imediat deasupra suprafeței superioare a stratului de ceață, adesea aerul este piclos Lipsa turbulenței	Strat sau văl foarte alb, cu aspect lăptos, care acoperă peisajul de dedesubt Suprafața superioară a stratului de ceață este în general netedă (ceața de radiație), avînd de obicei același aspect ca o pătură de nori *Stratus*. Ea se prezintă sub forma unei „mări de nori" plată, foarte ușor ondulată, cîteodată cu protuberanțe puțin dezvoltate, avînd adesea forma de pietre ovoide de dimensiuni diverse; în general, acestea din urmă apar puțin înainte de destrămarea stratului de ceață sau de cumulificarea lui Dacă stratul nu este atît de gros, partea lui superioară este străpunsă de vîrfurile colinelor sau ale obstacolelor (clădiri, coșuri, piloni)

6.1.4. **Amplasarea aerodromurilor față de frecvența cețurilor.** La amplasarea aerodromurilor este necesar să se examineze formele principale de ceață care se pot produce în legătură cu condițiile locale, în special cețurile de radiație și advective.

În regiunile de coastă sînt caracteristice cețurile musonice și cele datorite brizelor. De aceea, în aceste regiuni, pentru amplasarea aero-

dromurilor nu este recomandabilă o linie de coastă înaltă (care produce ascensiunea forţată a aerului şi coborîrea plafonului norilor) şi nici apropierea de zone industriale aflate în direcţia vîntului dominant.

În general, locurile cele mai favorabile de amplasare a aerodromurilor în regiunile de coastă sînt platourile suficient de înalte (pînă la 150 m) şi cîmpul deschis.

În interiorul uscatului predomină tot felul de ceţuri, cele mai frecvente fiind ceaţa la sol, pîcla de inversiune, norii cu plafoane joase.

Pîcla de inversiune (datorită fumului) şi dependenţa ceţii la sol de sursa de impurităţi sînt factorii cei mai importanţi în alegerea amplasamentului aerodromului. Pentru aceasta se ţine seama de direcţia predominantă a vîntului, topografia locală (prezenţa suprafeţelor de apă, natura solului şi acoperirea lui cu vegetaţie).

În general, aerodromurile se amplasează în partea de sub vîntul dominant, care evită văile, mai ales cele în care aerul se poate drena şi se instalează la o înălţime suficientă pentru a se asigura o ventilaţie completă a aerului.

6.2. PÎCLA

Fenomenul (litometeorul) pîclă este suspensia în atmosferă a unor particule uscate, extrem de mici, invizibile cu ochiul liber şi suficient de numeroase pentru a da aerului un aspect opalescent. Pîcla se poate observa fie în apropierea solului (pîcla la sol) sau la niveluri variate, cuprinse între sol şi altitudinea de circa 5 km (pîcla înaltă).

6.2.1. **Pîcla la sol.** *Caracteristici.* Dă impresia unui văl interpus între observator şi peisajele mai îndepărtate ; transparenţa vălului poate varia foarte mult, fără însă a reduce vizibilitatea orizontală la mai puţin de 1 km. De obicei, opacitatea pîclei este mai mare dimineaţa decît la amiază.

Vălul de pîclă, atunci cînd este observat pe un fond clar (zăpadă, nori situaţi la orizont), pare a avea o nuanţă gălbuie sau roşiatică, pe cînd pe un fond întunecat (arbori, păduri) apare albăstrui.

Dacă pîcla este datorită fumului, la răsărit şi la apus Soarele se colorează în roşu aprins, iar în cursul zilei, prezintă o nuanţă portocalie.

6.2.2. **Pîcla înaltă.** *Caracteristici.* Se poate prezenta sub forma unui aceluiaşi strat, întinzîndu-se de la sol pînă la o înălţime destul de mare, sau ca un strat ce nu atinge solul, avînd baza şi vîrful delimitate în mod net, a cărui grosime este de cîteva sute de metri ; uneori pot fi mai multe straturi suprapuse.

Prezenţa pîclei înalte se manifestă de cele mai multe ori cînd norii denşi proiectează umbra lor pe fondul mai luminos al unui strat de pîclă, sub forma de fascicule alternativ întunecate şi iluminate, care sub efectul perspectivei, pare că radiază de la Soare.

După condițiile în care se formează, pîcla poate fi :

— pîclă datorită aerului tropical ;

— pîclă de inversiune.

Pîcla datorită aerului tropical se formează prin depunerea gradată a pulberilor din masa de aer tropicală la înaintarea ei pe continent. Este mai pronunțată vara, deasupra uscatului ; dacă la ea se mai adaugă praful și fumul, vizibilitatea poate fi redusă.

În stratul de pîclă, scăderea vizibilității (mai ales a celei verticale) poate fi accentuată atunci, cînd particulele de praf sau de nisip ridicate în înălțime din stepe sau deșerturi, de către vînturile puternice (furtuni de praf sau furtuni de nisip), care însoțesc invaziile de aer tropical, se depun lent. Particulele cele mai mici rămîn timp îndelungat în suspensie în atmosferă, constituind „pîcla de nisip".

Pîcla de nisip formează în altitudine un strat analog cu pîcla înaltă și, ca urmare, vizibilitatea la sol este în general bună, însă în interiorul stratului de pîclă ea este redusă în toate direcțiile ; deasupra stratului de pîclă, vizibilitatea orizontală și vizibilitatea verticală (de sus în jos) sînt foarte mult reduse.

Straturile de pîclă de nisip se pot observa la niveluri cuprinse între 500 m și 5 km, cel mai frecvent între 1 500—3 000 m. Observat de la sol, stratul de pîclă are aspectul unui văl de *Altostratus* subțire, care lasă să se vadă Soarele ca printr-o sticlă mată ; vălul are o culoare gălbuie, dacă este format din particule de nisip, iar dacă este constituit din particule fine de praf prezintă o nuanță cenușie.

Pîcla de inversiune se datorește acumulării fumului și pulberilor sub un strat de inversiune de temperatură. Dacă inversiunea este la sol se produce *pîcla la sol*, iar la înălțime se formează *pîcla înaltă*.

Pîcla la sol se formează în lipsa vîntului și convecției : ea este locală (limitată la regiunile industriale), desimea ei cea mai mare fiind la sol și descrește repede cu altitudinea. Vizibilitatea este slăbită, mai ales atunci cînd razele solare cad oblic prin stratul de pîclă.

Pîcla înaltă se produce împreună cu inversiunea anticiclonică, sub forma de straturi individuale distincte și omogene care au desimea cea mai mare în porțiunea superioară a stratului de inversiune. În regiunile industriale, dacă în imediata apropiere a sursei de impurități, vîntul este slab, pîcla se poate întinde de la sol pînă la stratul de inversiune și se accentuează gradat din cauza acumulării prafului și impurităților în partea superioară a inversiunii. Mai departe de sursa de impurități, pîcla se întinde în straturi, avînd limita inferioară și cea superioară bine precizate, determinate de direcția vîntului față de sursă.

Pîcla înaltă se întinde pe suprafețe mari și este persistentă, mai ales iarna, o dată cu stagnarea anticiclonilor, pe cînd vara, frecvența ei este mai mică.

Față de poziția avionului în zbor, aspectele pîclei înalte sînt reprezentate în tabloul care urmează.

Aspectele piclei înalte față de poziția avionului în zbor

Poziția avionului	Caracterul mediului care înconjură avionul	Aspectul piclei înalte
Dedesubtul stratului de piclă	În general, cer senin În general lipsa turbulenței	Văzută de la distanță : văl continuu destul de transparent, avînd o nuanță cenușie-albăstruie sau negricioasă, acoperind în întregime sau parțial cerul Văzută de aproape : în general nu se deosebește baza vălului ; atunci cînd se pătrunde în interiorul stratului se constată o diminuare progresivă a vizibilității în toate direcțiile
În interiorul stratului de piclă	Aerul are un aspect opalescent, mai puțin pronunțat Vizibilitatea : destul de bună, dacă picla nu este groasă, sau poate fi redusă. Acest caz se produce cu deosebire în unele picle de nisip Givrajul lipsește În general lipsa turbulenței	Vălul de piclă imprimă o nuanță gălbuie sau roșiatică fondurilor îndepărtate, strălucitoare sau clare (zăpadă la sol, întinderi de apă, nori etc.), ca și luminilor și o nuanță albăstruie fondurilor de culoare întunecată (păduri, stînci etc.) În interiorul stratului de piclă adesea este greu să se determine dacă avionul zboară numai în piclă sau în norii pe care-i poate conține La ieșirea deasupra stratului de piclă vizibilitatea orizontală se ameliorează sensibil și repede
Deasupra stratului de piclă	Cer senin În general, lipsa turbulenței	Văl continuu și în general întins, deseori avînd o slabă colorație cenușie (praf), roșiatică sau gălbuie (nisip). După intensitatea ei, picla maschează mai mult sau mai puțin peisajul de dedesubt ; adesea, atunci cînd se privește în direcția Soarelui este imposibil să se zărească particularitățile topografice ale peisajului de dedesubt, afară de rîuri și suprafețe de apă, care apar ca pete foarte strălucitoare. Cînd se privește în direcția opusă Soarelui, vizibilitatea de sus în jos este cea mai bună Atunci cînd avionul zboară la mică distanță deasupra piclei, suprafața superioară a ei (în general plană) constituie deseori un orizont aparent sub forma unei linii negre destul de netă. În acest caz este adesea imposibil să se deosebească norii care pot fi cuprinși în stratul de piclă, dacă vîrfurile lor nu străpung suprafața superioară a stratului ; aproape totdeauna, norii sînt *Cumulus humulis* sau *Cumulus congestus*, mai rar *Stratocumulus*

7. NORII

Pentru navigația aeriană, un interes deosebit îl prezintă următoarele caracteristici ale norilor :

— structura microfizică ;
— aspectul exterior și structura internă ;
— baza și grosimea ;
— nebulozitatea ;
— fenomenele periculoase din interiorul norilor și asociate cu norii.

7.1. STRUCTURA MICROFIZICĂ A NORILOR

În mod corespunzător fazei apei, în care se găsesc particulele care-i construiesc, norii se clasifică în 3 categorii :

— *nori de apă*, constituiți din picăturele lichide de apă, singure sau amestecate cu picături suprarăcite (picături de apă la temperaturi negative) ;

— *nori de gheață*, constituiți din cristale sau ace de gheață ;

— *nori micști*, constituiți dintr-un amestec de picături de apă suprarăcită și cristale de gheață.

Norii de apă care nu dau precipitații sînt constituiți din picăturele minuscule, lichide, avînd raza mijlocie de 2—5 μ, iar cei din care cad ploi, 50—150 μ ; în timpul verii, acestea pot atinge 0,5—2,5 mm. Viteza mijlocie de cădere a picăturilor de apă este de 1—2 m/s, iar conținutul în apă al norilor 0,1—0,2 g/m^3 putînd atinge la temperaturi ridicate 3—4 g/m^3.

Din categoria norilor de apă fac parte : *Stratus, Stratocumulus, Cumulus humilis* ; de asemenea, norii *Altocumulus*, în special vara, sînt nori apoși, constituiți însă din picături suprarăcite.

Precipitațiile care cad din norii constituiți numai din picături de apă sînt slabe (burniță, zăpadă grăunțoasă, fulgi rari de zăpadă din norii *Stratus* groși și joși, picături mari și rare de ploaie din norii *Stratocumulus* mai groși).

Norii de gheață sînt constituiți din cristale compacte, steluțe sau schelete de gheață, cristale sferice etc. Conținutul în apă al acestor nori este 0,01—0,1 g/m^3, iar viteza de cădere 1 m/s. Ei au un aspect fibros, spre deosebire de norii de apă care au margini definite.

Din categoria norilor de gheață fac parte *Cirrus*, *Cirrostratus*, *Cirrocumulus* (împreună cu picături de apă), partea superioară a norilor *Altostratus*, *Nimbostratus*, *Cumulonimbus*. Iarna, norii *Altostratus* sînt constituiți în întregime din cristale de gheață.

Adesea, cristalele care cad din norii de gheață se evaporă în stratul de aer nesaturat de sub nor, formînd trene sau „virga", cu structura fibroasă și care atunci cînd se separă din norii din care au provenit seamănă foarte bine cu norii *Cirrus*.

Din categoria norilor micști fac parte *Altostratus*, *Nimbostratus*, *Cumulonimbus*. Ei conțin cele mai mari picături de apă, împreună cu cristale de gheață. Din ei cad precipitații importante și variate; în interiorul lor, cu deosebire în norii *Nimbostratus* și *Cumulonimbus*, se întîlnesc condiții de vizibilitate slabă sau chiar rea, givraj, turbulență, iar în norii *Cumulonimbus*, pe lîngă acestea, fenomene orajoase și grindină, însoțite uneori de vijelii.

7.2. CLASIFICAREA NORILOR

Luînd ca bază aspectul exterior și structura internă, există două moduri principale de clasificare a norilor, fiecare din aceste clasificări completîndu-se în ansamblul lor sau reciproc:

— clasificarea genetică a norilor, avînd drept criteriu principal procesele fizice care conduc la formarea lor;

— clasificarea morfologică a norilor, avînd ca bază aspectul exterior pe care-l prezintă aceștia. Aceasta reprezintă clasificarea internațională a norilor stabilită de Organizația Meteorologică Mondială. Ea nu dă indicații asupra structurii interioare a norilor și a proceselor din atmosferă care condiționează formarea și evoluția lor, din care cauză, pentru identificarea judicioasă a aspectelor variate pe care le prezintă norii este necesară cunoașterea genezei acestora.

În cele ce urmează se dau generalități asupra clasificării norilor din punctul de vedere genetic, clasificarea morfologică fiind tratată în capitolul al III-lea.

7.2.1. **Clasificarea genetică a norilor.** În formarea și dezvoltarea norilor, rolul fundamental îl au mișcările aerului care se propagă atît în plan orizontal, cît și în cel vertical, o importanță deosebită avînd-o mișcările verticale.

Mișcările în plan vertical pe o scară mai largă din atmosferă, care imprimă caracteristicile structurale și morfologice ale norilor, se pot grupa în următoarele tipuri principale:

— mișcări regulate și pe scară mare, care cuprind în plan orizontal zone comparabile ca dimensiuni cu cele ale ciclonilor și anticiclonilor (sute și mii de kilometri); în plan vertical se propagă în întreaga troposferă, iar uneori și mai sus. Aceste mișcări sînt legate

în general, de circulația generală a atmosferei și în special de activitatea frontală ;

— mișcări ondulatoare la o scară mai mică, care iau naștere în interiorul straturilor cu mare stabilitate ale atmosferei (straturi de izotermie și de inversiune). Mișcări ondulatoare mai pot lua naștere și la scurgerea curenților de aer deasupra asperităților suprafeței terestre și în special în regiunea munților, dealurilor, colinelor ;

— mișcări verticale de convecție, care iau naștere sub impulsul neomogenității termice a suprafeței terestre și stratificării instabile a atmosferei.

În funcție de caracterul mișcărilor verticale și al altor procese fizice care-i generează, norii se clasifică în : nori stratiformi, nori ondulați și nori convectivi.

Norii stratiformi. De obicei, ei formează sisteme noroase întinse care cuprind genuri, specii și varietăți de nori caracteristici, care se succed o dată cu trecerea fronturilor (în special a frontului cald, însă se pot produce și cu alte fronturi). Norii au o mare extindere orizontală și verticală, acoperind de obicei cerul un timp mai îndelungat. Din ei cad precipitații continue, fără să aibă caracter de averse, cu excepția cazurilor în care în masele noroase se formează nori orajoși, cînd precipitațiile caracteristice norilor stratiformi capătă caracter de averse.

Din categoria norilor stratiformi fac parte *Cirrus* (planșa I), *Cirrostratus*, *Altostratus*, *Nimbostratus*. În acești nori (cu deosebire în cei de la nivelurile mai joase) se întîlnesc condiții favorabile pentru producerea de turbulență, givraj și vizibilitate slabă sau rea.

Norul Nimbostratus formează partea centrală a sistemului noros, avînd plafonul sub 2 000 m, din care cad precipitațiile continue pe o zonă largă din fața frontului cald (planșa XI). Norul are o grosime cuprinsă între 2 și 8 km. Vara, norul *Nimbostratus* este constituit din picături de apă și cristale de gheață, iar iarna din zăpadă și picături de apă suprarăcită. Vizibilitatea în nor este în general sub 1 km, iar în unele regiuni ale norului, slabă sau rea ; de asemenea, în interiorul norului se produce givraj, iar turbulența este de obicei moderată.

Norul Altostratus constituie partea sistemului noros care are baza mai sus de 2 km, astfel că, aproape în întregime, norul se situează deasupra nivelului de îngheț (chiar vara). El este constituit din fulgi de zăpadă și picături de apă suprarăcită (planșa IX). Fiind un nor tipic de zăpadă, are aspect opalescent, iar precipitațiile care cad din el imprimă bazei norului un aspect omogen, cenușiu. Precipitațiile care cad din nor ating numai iarna suprafața Pămîntului, pe cînd vara, fulgii de zăpadă care cad în aerul mai cald și uscat de sub nor se evaporă și dau bazei norului o culoare cenușie-albicioasă. În acest nor, vizibilitatea este mai slabă decît în *Nimbostratus* ; givrajul este în general slab sau lipsește, iar turbulența este și ea slabă, mai ales în părțile inferioare.

Norul Cirrostratus este situat în partea superioară a sistemului noros, deasupra norului *Altostratus*. Fiind constituit din cristale de

gheață, vizibilitatea în interiorul lui este mai bună, iar givrajul lipsește (planța IV).

Norii ondulați se formează în urma mișcărilor ondulatoare, care se produc în interiorul straturilor de aer, avînd mare stabilitate (straturi de inversiune, izotermie).

Structura ondulată a norilor se datorește scurgerii unui curent de aer cald peste unul mai rece. La limita de separație a acestor curenți avînd viteze diferite, iau naștere mișcări ondulatoare care se propagă la distanțe mari de-a lungul suprafeței lor de separație, în direcția în care se mișcă masa mai caldă.

Mișcările ascendente care se produc sub creasta undelor sînt urmate de formarea de nori, pe cînd în văile undelor, mișcările aerului fiind ascendente, norii se vor risipi.

Forma și caracteristicile norilor ondulați depind de înălțimea la care se află stratul de inversiune. Dacă inversiunea se află la un nivel mai înalt se formează nori *Altocumulus* (planșa V), iar la un nivel mai coborît, nori *Stratocumulus* (planșa XII). Dacă umezeala este mai mare, iar inversiunea joasă (aproape de sol) se formează nori *Stratus* care pot persista zile întregi și din care cade burniță sau zăpadă grăunțoasă. Adesea, norii *Stratus* sînt joși și se pot continua cu ceață, dacă inversiunea începe de la suprafața solului (planșa XIV).

Deși fiecare nor ondulat își menține identitatea și poziția sa în șirul de unde atît timp cît durează întregul nor, elementele lui sînt într-o continuă transformare. Se formează astfel nori în pături groase, separate prin intervale mici de cer senin (nori în rulouri). Deși, aceste pături noroase sînt foarte joase și în mare cantitate pe cer, căruia îi dau un aspect amenințător, nu dau totuși precipitații importante. Păturile noroase ondulate, după ce au atins o dezvoltare maximă se rup, iar norii iau formă de lamele, pietre ovoide etc., dispuse adesea regulat și care uneori sînt orientate după două direcții (planșa VI).

Circulația celulară care se dezvoltă în partea inferioară a norilor determină de asemenea formarea unei varietăți caracteristice de nori, *mamma*, a căror suprafață inferioară prezintă aspectul de pungi sau mameloane (planșa XXII).

Mișcările ondulatoare și circulațiile celulare amplificate prin radiație și amestec turbulent determină formarea următoarelor categorii de nori ondulați : *Cumulus* ondulați ; *Altocumulus* și *Stratocumulus* ondulați ; *Stratus*.

Acești nori au în general o grosime mică (zeci pînă la sute de metri și rareori 1—2 km), însă în direcție orizontală se pot întinde pe suprafețe mari (zeci sau sute de kilometri). De obicei, ei nu dau precipitații, ci numai uneori burniță și zăpadă grăunțoasă.

Norii convectivi. Formarea acestor nori se datorește mișcărilor ascendente intense ale aerului instabil, determinate de cauze termice sau dinamice. Procesul fundamental care conduce la formarea acestor nori fiind convecția, după natura acestui proces, norii convectivi (care poartă denumirea generală de *Cumulus* sau „cumuliformi“) prezintă

unele aspecte și caracteristici diferite, ceea ce permite a-i separa în două mari grupe.

— nori „*Cumulus* termici“, formați prin convecție termică. Caracteristic pentru acești nori este aspectul lor în formă de grămezi separate prin intervale cu cer senin;

— nori „*Cumulus* dinamici“, formați prin convecție termică însoțită de turbulență. Spre deosebire de norii *Cumulus* termici, de cele mai multe ori aceștia formează mase mari noroase, care se întind pe suprafețe vaste, asemănătoare uneori cu norii stratiformi, de care însă se deosebesc prin caracterul specific orajos al fenomenelor pe care le produc.

Norii formați prin convecția termică. În funcție de nivelul convecției și de grosimea stratului instabil, norii cumuliformi iau naștere la diferite niveluri și ating un anumit grad de dezvoltare.

Cînd instabilitatea este limitată în straturile inferioare ale atmosferei se formează nori *Cumulus humilis* (planșa XV), dacă instabilitatea este numai la nivelul mijlociu se produc nori *Altocumulus cumuliformis (floccus și castellanus)*, iar instabilitatea numai la nivelurile superioare determină formarea de nori *Cirrocumulus* (planșa III).

Dacă instabilitatea începe din straturile inferioare și se întinde la înălțimi mai mari se formează nori *Cumulus congestus* (planșa XVII) și *Cumulonimbus*, iar din fragmentarea părții superioare a norilor *Cumulonimbus* rezultă nori *Cirrus denși* (planșa II).

Dezvoltarea norilor *Cumulus* se oprește atunci cînd curenții de convecție care-i determină întîlnesc un strat cu stratificare stabilă.

Dacă la nivelul convecției, tranziția de la stratificarea instabilă la cea stabilă este lentă, norul *Cumulus* conservă forme rotunjite. În cazul în care inversiunea este pronunțată, vîrful norului se oprește la acest nivel, se turtește și se lățește, apoi se fragmentează. Se formează în acest mod norii *Stratocumulus* sau *Altocumulus cumulogenitus* (născuți din nori *Cumulus*), după nivelul la care se produce fragmentarea.

În cazul convecției puternice se poate ca norul să străbată total sau parțial suprafața de inversiune. În acest caz, dezvoltarea verticală a norului *Cumulus* este foarte puternică. Se formează nori *Cumulus* mari, agitați (adeseori în formă de turnuri) sau nori *Cumulonimbus* (planșa XVIII).

Norii formați prin convecție dinamică. În cazul cînd convecția termică este însoțită de turbulență, aerul nu mai începe mișcarea de la sine, ca în convecția termică, ci este forțat sau antrenat într-un curent ascendent. Se produce, în acest caz, convecția dinamică, al cărui rezultat este formarea de nori cumuliformi agitați sau *Cumulus* dinamici. Aceștia se deosebesc de norii *Cumulus* termici prin lipsa bazei orizontale, evoluție mai rapidă, forme variate și neregulate.

Norii Fractocumulus. Acești nori seamănă cu norii *Cumulus* destrămați, însă prezintă schimbări continue, iar baza orizontală lipsește (planșa XVI). Ei iau naștere atunci cînd turbulența începe chiar de la suprafața încălzită a solului.

Dacă turbulența începe de la suprafața răcită a solului se produc norii *Fractostratus* (planșa X), cu care adesea norii *Fractocumulus* se pot confunda.

Norii *Fractocumulus* se formează în general la începutul unei zile calde de vară și apar foarte albi în aerul pîclos. Dacă nu dispar, nourașii se unesc între ei, formînd norii *Cumulus* dinamici.

Norii „cumuliformis". La acești nori, convecția se produce la partea lor superioară, care este alimentată de turbulență sau se datoresc convecției care vine de la o pătură inferioară stabilă de aer, însă niciodată de la sol, căci în acest caz iau naștere nori *Cumulus*.

Norii *„cumuliformis"* sînt în general albi, iar vîrful lor se rotunjește ca cel al unui nor *Cumulus*. Ei cuprind două varietăți : *floccus* și *castellanus*.

Varietatea *floccus* seamănă cu norii *Cumulus*, însă nu are baza orizontală. Ei sînt mai mici decît norii *Cumulus* și de cele mai multe ori deșirați sau destrămați, astfel că pe cerul care de cele mai multe ori prezintă aspectul vînăt-spălăcit, acești nori au aspect de fulgi sau de lînă (planșa VIII).

Varietatea *castellanus* este compusă din mase cumuliforme, mai mult sau mai puțin dezvoltate vertical, care sînt încrustate într-o bază orizontală. Vîrfurile norilor sînt fragmentate și au aspectul unei pînze de ferăstrău, de turnuri sau creneluri. După nivelul la care se produce convecția însoțită de turbulență, se pot forma nori *Stratocumulus castellanus* (planșa XIII) sau *Altocumulus castellanus* (planșa VII).

Norii *Cumulonimbus* de natură dinamică se formează la limita de separație a două mase de aer, masa rece pătrunzînd repede sub cea caldă pe care o forțează să se ridice aproape brusc în înălțime.

Ei au o dezvoltare puternic verticală (vîrful se situează la 8—10 km) și se întind pe suprafețe mari (sute de kilometri lungime și cîțiva kilometri lățime).

La altitudine, în fața norului *Cumulonimbus* și în interiorul lui, iau naștere vînturi puternice, din care cauză vîrful lor se întinde înainte ca o pătură de nori *Cirrus* și se desface în nori lenticulari care arată apropierea fenomenelor orajoase frontale. În partea anterioară, sub norii *Cumulonimbus* se mișcă vîrtejuri formate din nori foarte joși *(pannus)*. Baza lor este constituită dintr-o pătură cenușie, compactă, care poate fi confundată cu norul *Nimbostratus*.

Norii *Cumulonimbus* dinamici produc precipitații puternice, vijelii, grindină, givraj, turbulență.

7.3. BAZA ȘI GROSIMEA NORILOR

Observație. În determinările referitoare la nori, pentru indicarea nivelului la care se situează anumite părți ale unui nor, se întrebuințează adesea două noțiuni care se pot confunda : „înălțime" și „altitudine".

„Înălțimea unui nor“ (adesea denumită „plafonul“) înseamnă *înălțimea bazei norului*, adică distanța verticală dintre nivelul la care se află baza norului respectiv și nivelul locului de observație, care poate fi la șes, pe un platou, pe munte etc.

În observațiile efectuate la diferite niveluri din atmosferă se determină *altitudinea norilor*; astfel, altitudinea suprafeței superioare a unui nor reprezintă distanța verticală dintre nivelul la care se află această suprafață și nivelul mijlociu al mării.

7.3.1. **Baza norilor.** Baza unui nor, în general, nu este orizontală și bine delimitată; uneori, ea poate prezenta ondulații și accidente, alteori poate fi mascată de pîclă sau de precipitații; de cele mai multe ori, în realitate nu există o bază propriu-zisă a norilor, ci un strat avînd o desime variabilă, într-o continuă mișcare și transformare, în care vizibilitatea scade treptat, iar trecerea de la aerul „noros“ la aerul „clar“ se face progresiv.

Navigatorul din avion înregistrează însă baza unui nor atunci cînd, la ieșirea din nor, începe să vadă orizontul, iar la intrarea în nor pierde orizontul. De aceea, între plafonul norilor determinat la suprafața terestră și înălțimea de la care navigatorul are prima percepere a solului pot fi nepotriviri (în special în cazul norilor joși), înălțimile față de sol ale „bazei norilor“ determinate din avion fiind în general mai mici decît „plafonul norilor“ determinat de la sol. Aceste deosebiri sînt determinate de două cauze principale care se întrepătrund:

— modul și mijloacele prin care se determină, la sol, plafonul norilor, precum și fluctuațiile în timp și spațiu ale limitei inferioare a norilor;

— particularitățile specifice de apreciere a limitei inferioare a norilor în avionul care vine la aterizare, determinate de faptul că între plafonul determinat de observator și înălțimea la care navigatorul are prima percepere a solului, adică între vizibilitatea verticală determinată de la sol și cea oblică, apreciată sub un unghi slab cu orizontala de care dispune navigatorul din cauza așezării carlingii, nu există un raport direct.

Prin toate metodele folosite, precizia determinării limitei inferioare a norilor este în general de $\pm 10\%$ și variază după mijloacele folosite. Astfel, față de pierderea vizibilității orizontului observată din avion, care dă cea mai mică înălțime a bazei norilor, determinările efectuate cu balonul-pilot (de plafon) dau înălțimi cu 20—60 m mai mari; înălțimea determinată cu proiectorul de nori este cu aproximativ 30 m mai mică decît cea obținută cu balonul-pilot. Valori mai mari ale înălțimii bazei norilor determinate cu balonul-pilot față de cele găsite de navigator se găsesc atunci cînd la sol vîntul este slab și se produce ceață sau precipitații, în timp ce la vînt puternic, valorile în general coincid. Aceste nepotriviri se datoresc în mare parte faptului că baza norului fiind vaporoasă, balonul se mai poate observa la intrarea lui

în nor ca printr-un aer cețos sau ceață, pe cînd navigatorul începe să vadă orizontul abia la ieșirea avionului din nor.

Același ordin de mărime a preciziei măsurătorilor asupra limitei inferioare a norilor joși se obține și cu aparatele pe bază de impulsuri luminoase sau radioelectrice care ating norul și se reîntorc la el (telemetre de nori) sau bazate pe metode de triangulație (proiectoare trigonometrice-ceilometre), erorile de măsurare depinzînd de forma, desimea și caracteristicile optice ale norilor și precipitațiilor, precum și de faptul că înălțimea limitei inferioare a norilor pulsează des și brusc în timp și spațiu.

Precizia de $\pm 10\%$ cu care se determină înălțimea norilor face ca, de exemplu, în cazul unui nor situat la 150 m, înălțimea lui să fie determinată cu o eroare absolută de ± 15 m, iar între două determinări, diferența să fie de ± 30 m, chiar atunci cînd în realitate înălțimea norului nu s-a modificat.

Limitele inferioare ale norilor joși pot suferi fluctuații însemnate în intervale foarte scurte de tip. Astfel, într-un interval de 1—5 minute, cele mai frecvente fluctuații ating pînă la 30 m ; la intervale mai mari (15—20 de minute), fluctuațiile sînt mai însemnate, însă în general nu ating valori mai mari de 70—80 m, predominînd și în aceste cazuri fluctuații relativ mici, de 20—40 m, ale înălțimii norilor. Fluctuații importante ale înălțimii norilor joși se observă în timpul căderii de precipitații lichide (burniță, ploaie), care însă în general nu depășesc 10—25%, iar fluctuațiile cele mai mici în cazul lipsei precipitațiilor.

Diferența dintre valorile înălțimii norilor determinate de la sol și din avion se datorește nu atît metodelor de măsurare, cît mai ales variației în spațiu a limitei inferioare a norilor joși. Aceasta face ca punctul de măsurare a înălțimii norilor și cel de ieșire din nori a avionului să nu coincidă în general, deoarece punctul de ieșire a avionului din nori depinde de înălțimea limitei inferioare a norilor. Astfel, dacă înălțimile norilor se determină concomitent în două puncte distanțate unul față de altul, frecvența erorii de ± 30 m, admisibilă în această determinare, este mai mică decît variația în spațiu a înălțimii norilor în raza respectivă. Aceasta înseamnă că, în mod practic, determinarea de la sol a înălțimii norilor nu este necesar să se facă la intervale mai scurte de 15 minute.

Fluctuațiile înălțimii norilor depind și de relief. În zonele din partea situată în vînt a obstacolelor (munți, dealuri), norii fiind mai joși, poate exista o diferență de 50% între înălțimea aceluiași nor determinată de la sol și din atmosfera liberă.

7.3.2. **Grosimea norilor.** Ca și baza lor, limita superioară a norilor reprezintă un strat intermediar, a cărui desime scade treptat. La limita superioară a norilor se observă de obicei fie inversiuni de temperatură, fie o scădere mai lentă a acesteia.

Limita superioară a norilor se poate determina din analiza sinoptică (care dă posibilitatea să se aprecieze gradul de dezvoltare verticală a norilor) și din diagramele aerologice. Astfel, la norii *Stratus* și *Stratocumulus* de sub inversiunile anticiclonice, limita superioară se

situează la aproximativ 2 000 m în regiunile centrale ale anticiclonului, iar în părţile lui periferice la 600—100 m. Grosimea norilor frontali depinde de poziţia frontului în cîmpul baric. Norii *Altostratus-Nimbostratus* au cea mai mare grosime lîngă partea centrală a ciclonului în adîncire, grosime care scade către periferie. Într-un front cald activ, în zona cu precipitaţii intense, limita superioară a acestor nori este situată între 5 şi 7 km, iar în regiunea cu precipitaţii slabe este mai joasă (3 km). Norii *Cumulonimbus* frontali au limita superioară situată între 2,5 şi 3 km, pe cînd cei termici, la 10 km.

Tabelul 9

Înălţimile şi grosimile diferitelor genuri de nori

Genuri	Înălţimea bazei deasupra solului (metri)			Grosimea (metri)		
	minimă	maximă	mijlocie	minimă	maximă	mijlocie
Cirrus	6 000	12 500	8 000	150	2 000	300
Cirrocumulus	5 000	7 000	6 000	150	3 000	500
Cirrostratus	3 500	12 000	6 000	150	3 000	500
Altocumulus translucizi	2 000	5 000	4 000	500	1 500	800
Altocumulus opaci	2 000	4 500	3 000	500	3 000	800
Altocumulus orajoşi	2 000	6 000	3 500	1 000	6 000	2 500
Altostratus	1 500	5 000	3 500	500	4 000	2 000
Nimbostratus	300	2 000	800	1 000	5 000	3 000
Stratocumulus	500	2 500	1 500	200	2 000	600
Stratus	aproape sol	1 200	500	50	800	200 vara 400 iarna
Cumulus	400	2 000	1 200	*humilis* 150	*congestus* 5 000	*mediocris* 1 600
Cumulonimbus	300	3 500	1 000	5 000	12 000	7 000

Norii superiori au adesea o grosime mare (3—4 km). Cei mai groşi nori superiori însoţesc trecerea fronturilor calde, iar atunci cînd se formează în interiorul maselor de aer, grosimea lor nu depăşeşte 1 km. Poziţia limitei lor superioare este în legătură strînsă cu limita inferioară a tropopauzei, situîndu-se vara la 13—14 km, iar iarna la 11—12 km.

În tabelul 9 sînt reprezentate, în mod aproximativ, înălţimile la care se întîlnesc bazele diferitelor genuri de nori, precum şi grosimea lor corespunzătoare.

7.4. NEBULOZITATEA NORILOR

Nebulozitatea norilor reprezintă gradul de acoperire a bolții cerului cu nori. După gradul de acoperire a cerului cu diferite genuri de nori se deosebește :

— nebulozitate parțială — fracțiune din bolta cerului acoperită de toți norii inferiori (*Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus*) sau, în lipsa acestora, de norii mijlocii (*Altostratus, Altocumulus*), a căror înălțime nu depășește 2 500 m ;

— nebulozitate totală — fracțiune din bolta cerului acoperită de toți norii prezenți la un moment dat pe cer.

Nebulozitatea norilor se apreciază vizual și se exprimă în zecimi de cer acoperit cu nori sau în „octa" (optimi de cer acoperite cu nori).

8. ASPECTUL NORILOR OBSERVAȚI DIN AVION

Aspectul norilor observați din avion depinde în mod esențial de poziția relativă a avionului față de nori, adică de unghiul sub care sînt observați și de distanța la care se găsesc față de avionul în zbor.

Adesea, baza unui nor (*Altostratus*, *Nimbostratus*, *Cumulonimbus*) poate fi mascată parțial sau total de fragmente de nori joși destrămați (*pannus*), care de cele mai multe ori se formează în zonele de precipitații ce cad din norul situat deasupra. La început, acești nori apar la un nivel net inferior aceluia al bazei norului principal și sînt compuși din fragmente neregulate și destrămate care pot crește și forma o pătură aproape continuă; pătura se apropie apoi progresiv de norul principal și se poate suda cu el, ceea ce face ca deosebirea între baza norului principal și partea superioară a acestei pături să se facă cu greutate. La traversarea păturii de *pannus*, turbulența este mai puternică.

În zbor, avionul se poate găsi în trei poziții caracteristice în raport cu norii:

— sub nori;
— în interiorul norilor;
— deasupra norilor.

8.1. AVIONUL SUB NORI

Aspectul norilor observați din avionul care zboară sub ei poate diferi foarte mult de acela observat la suprafața terestră. Astfel, efectul perspectivei tinde să dea norilor situați la orizont sau observați aproape din profil aspectul unei pături mai mult sau mai puțin continue, chiar dacă în realitate acești nori sînt distanțați. Acest aspect este cu atît mai pronunțat, cu cît avionul zboară la un nivel mai apropiat de baza norilor. Din această cauză, norii *Cumulus humilis* și *Cumulus mediocris* pot lua aspectul unei pături noroase continue, atunci cînd sînt

priviți dintr-o poziție apropiată de nivelul bazei lor; de asemenea, șirurile de *Cumulus mediocris* pot fi confundate cu norii *Stratocumulus* în rulouri continue, atunci cînd sînt observate din profil.

Conturul norilor, în general, își pierde claritatea pe măsură ce avionul se apropie de ei; observat de aproape, conturul norilor are un aspect vaporos și deseori destrămat.

Baza norilor, privită vertical, cu aspect asemănător celui observat de la sol atunci cînd avionul se află cu mult sub nori, devine mai neprecisă și adesea ia un aspect din ce în ce mai vaporos și destrămat pe măsură ce avionul se apropie. Relieful real al bazei se poate accentua sau poate apărea un relief aparent — chiar atunci cînd baza norului este plană — care apoi se atenuează progresiv.

Urmărirea schimbării aspectului bazei norilor are o mare importanță, deoarece, atunci cînd avionul se găsește la o mică distanță de ea, este adesea foarte greu să se determine genul norului în care va intra. Astfel, aspectul bazei unei pături opace de *Altocumulus* poate fi asemănător cu al norilor *Altostratus*, iar mai multe genuri de nori prezenți simultan pe cer, atunci cînd sînt observați din apropiere, pot avea aspectul unui nor *Stratus*.

Prezența precipitațiilor poate de asemenea împiedica să se zărească baza norilor. În acest caz, de un real folos este cunoașterea naturii particulelor întîlnite (ploaie, zăpadă, măzăriche etc.), ca și caracterul precipitațiilor (continue sau sub formă de averse), deoarece unele precipitații sînt caracteristice numai anumitor genuri de nori. Unele genuri de nori (și anume *Altostratus* și *Nimbostratus*) nu prezintă în general o suprafață inferioară bine delimitată, din cauza prezenței trenelor de precipitații (virga). În acești nori se poate distinge însă o bază aparentă care corespunde nivelului de topire a gheții; o asemenea bază poate fi percepută numai dacă avionul se găsește foarte aproape de nivelul de topire a gheții, în zona de ploaie rezultată din această topire, iar precipitațiile nu sînt prea intense, astfel că zăpada este încă vizibilă prin perdeaua de ploaie.

8.2. AVIONUL ÎN INTERIORUL NORILOR

Determinarea genului norilor în care se zboară se face cu greutate, dacă nu a fost identificat înainte de pătrundere, chiar dacă norul a fost observat de deasupra.

Pentru determinarea genului norului în care se zboară se ține seama de următorii factori principali:

— *Altitudinea de zbor*. Norii aparținînd unui gen dat se prezintă, în general, la altitudini care nu se îndepărtează prea mult de o altitudine mijlocie corespunzătoare „etajului" genului respectiv din „Clasificarea internațională a norilor". Altitudinea de zbor fiind cunoscută, se alege din genurile caracteristice „etajului" respectiv cel care în mod normal se situează la altitudinea de zbor a avionului.

— *Precipitațiile*. Deoarece există o legătură strînsă între forma precipitațiilor și nori, după natura particulelor întîlnite, se poate aprecia genul norului caracteristic producerii precipitațiilor respective.

— *Givrajul*. Se formează în masele noroase constituite din picături de apă suprarăcită.

— *Turbulența*. Se manifestă prin scuturături mai mult sau mai puțin intense, după gradul de turbulență. Se resimte cu deosebire în norii convectivi și este cu atît mai puternică, cu cît dezvoltarea verticală a norului este mai mare.

— *Vizibilitatea*. Scade atunci cînd avionul pătrunde în nori, cu atît mai mult, cu cît norul este mai dens și are o extensiune verticală mai mare.

— *Meteorii asociați*. Uneori, fotometeorii (halo, coroane), care de la suprafața terestră nu se pot observa, pot deveni vizibili pentru observatorul din avion care zboară aproape de vîrful norului; de asemenea pot fi observați electrometeori. În norul *Cumulonimbus* se pot produce descărcări electrice manifestate prin succesiuni mai mult sau mai puțin rapide de fulgere. Atunci cînd focarele orajoase sînt mai îndepărtate se văd licăriri difuze, de culoare roz sau roz-violaceu, care iluminează interiorul norului în direcția fenomenului orajos. Intensitatea acestor licăriri crește atunci cînd avionul se apropie de ele, putînd fi înconjurat de lumini scurte și intense. În cazul unui fenomen orajos, trăznetul poate lovi avionul și provoca pagube, cîteodată importante. În norii formați numai din cristale de gheață *(Cirrus, Cirrostratus*, regiunile superioare ale norului *Cumulonimbus)*, la capătul aripilor, la extremitățile palelor elicelor și pe proeminențele avionului (antenă, tub Pitot) se pot vedea uneori efluvii electrice luminoase, violete sau verzui, mai ales noaptea.

8.3. AVIONUL DEASUPRA NORILOR

În zborul deasupra norilor se poate determina mai precis numai tipul (stratiform sau cumuliform) al suprafeței superioare a norilor. Identificarea mai amănunțită a lor este mai dificilă, aspectul fiind foarte diferit față de cel observat la sol.

Adesea, văluri noroase pot acoperi părțile superioare ale norilor, modificîndu-le astfel aspectul și mascîndu-le particularitățile, mai ales atunci cînd vălurile sînt dese; uneori, asemenea văluri au aspectul părții superioare a păturilor de nori stratiformi cu care pot fi confundați. De asemenea, vălurile pot acoperi protuberanțele sau înmuguririle norilor cumuliformi, iar dacă sînt mai întinse pot lega între ele mai multe cupole, turnuri sau protuberanțe ale norilor convectivi. Vălurile se pot găsi la o distanță deasupra vîrfurilor norilor sau se pot suda cu regiunile superioare ale acestora, luînd aspect de coif sau căciulă; de asemenea, vălurile pot fi străpunse de vîrful norilor (planșa XXVIII).

Protuberanțele și înmuguririle cumuliforme pot de asemenea masca suprafața deasupra căreia ies în relief, astfel că sînt vizibile numai

părțile superioare ale acestor înmuguriri sau protuberanțe (planșa XXIX). În acest caz este greu a deosebi dacă protuberanțele sînt formate dintr-o pătură groasă *(Altostratus* sau *Nimbostratus)* sau aparțin norilor *Cumulus congestus* sau *Cumulonimbus* de origine diferită, avînd bazele la un nivel inferior păturii și în care mișcările convective sînt suficient de intense pentru a străpunge pătura și pentru a ieși la suprafața sa superioară (planșa XXVI).

Caracterele generale ale suprafeței superioare a norilor nu diferă în general de cele observate sub baza lor. Totuși, suprafața superioară a unui nor :

— este mai bine delimitată decît baza (planșa XXIV), putînd însă să aibă uneori și aspect vaporos (planșa XXV) ;

— este mai strălucitoare decît baza, mai ales atunci cînd este iluminată direct de Soare. În cazul unui nor sau pături noroase cu mare întindere și concentrare puternică de particule de gheață, suprafața superioară a norilor are o culoare albă-orbitoare, în special regiunea superioară a norilor *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus ;*

— prezintă umbre proprii, mai marcate decît sub bază, mai ales atunci cînd sînt observați lateral sau Soarele nu este prea ridicat deasupra orizontului. Contrastele cele mai puternice se observă în norii convectivi puternici, cu protuberanțe foarte dezvoltate ;

— prezintă un relief mai accentuat decît baza. Adesea, regiunile superioare ale norilor sînt foarte „turmentate“, iar protuberanțele se pot acumula sub forma de conopide sau turnuri imense.

În regiunile accidentate, suprafața superioară a norilor tinde să se modeleze (mai mult sau mai puțin net, după intensitatea vîntului), după natura solului de dedesubt. Se pot decela astfel, fără a fi văzute, poziția lacurilor, rîurilor, văilor strîmte, colinelor etc., prin fisurile sau părțile mai subțiri ale norilor.

Suprafața superioară a norilor mai poate comporta ondulații cuprinse, în general, între 10 și 100 m, cu aspect de valuri („mare de nori“) (planșa XXVII.)

La norii joși *(Stratus, Stratocumulus)*, caracterul suprafeței superioare depinde nu numai de relieful solului de dedesubtul lor, ci și de temperatura suprafeței în raport cu a norului ; solul relativ rece favorizează lățirea suprafeței superioare a norului, pe cînd cel cald determină convecția și face ca pe suprafața superioară a norului să apară înmuguriri.

În general, suprafața superioară a unui nor este strîns legată de variația verticală a temperaturii la nivelul său sau la nivelurile supe-

rioare ; o inversiune de temperatură favorizează turtirea suprafeței superioare a norului, pe cînd descreșterea ei rapidă cu altitudinea stimulează apariția de înmuguriri și protuberanțe, cu atît mai dezvoltate, cu cît descreșterea temperaturii este mai rapidă.

Structura părții superioare a norilor poate evolua foarte repede, aspectul lor modificîndu-se mereu, în special la norii cumuliformi. Atunci cînd se zboară în vecinătatea turnurilor cumuliforme de *Altocumulus castellanus* și *Stratocumulus castellanus*, observatorul are impresia că zboară printr-o „pădure de nori", căci unele turnuri, în general mai înalte decît baza, iau aspectul de trunchiuri de arbori enormi, plantați deasupra părții principale a norilor.

În zborul deasupra norilor de gheață, atunci cînd se privește în jos pe o pătură continuă de nori, apare imaginea Soarelui ca o pată albă și strălucitoare, asemănătoare cu cea reflectată de suprafața unei ape liniștite. În general, fenomenul se observă în intervalele picloase, separînd elementele noroase constituite din cristale de gheață numeroase.

La suprafața superioară a norilor alcătuiți din picături de apă (în special în norii de tip stratiform și fără neregularități importante) se poate produce „gloria", o serie de inele colorate la fel cu coroanele (fiecare inel avînd culoare violetă la interior și roșie la exterior), în jurul umbrei purtate a avionului pe suprafața superioară a norului ; de asemenea se mai poate forma „curcubeul alb", analog celui obișnuit, care însă, în loc de culorile curcubeului, se prezintă ca o bandă albă, înconjurată de o culoare roșie la exterior și albastră la interior.

Aceste fenomene optice se pot observa și simultan la suprafața superioară a aceleiași pături de nori, mai ales la norii compuși din elemente separate sau sudate *(Altocumulus, Stratocumulus)* ; ele indică prezența concomitentă a picăturilor de apă și cristalelor de gheață în apropierea suprafeței superioare a norului.

8.4. CARACTERELE PRINCIPALE ȘI ASPECTELE GENERALE ALE DIVERSELOR GENURI DE NORI, ÎN RAPORT CU POZIȚIA FAȚĂ DE NORI A AVIONULUI

În tabelele care urmează, sînt descrise în mod sumar aspectele generale pe care le prezintă cele 10 genuri de nori pentru cele trei poziții caracteristice ale avionului în raport cu norii sau cu păturile noroase (sub nori, în interiorul sau deasupra norilor). Pentru fiecare dintre aceste poziții ale avionului se indică de asemenea caracterele generale ale mediului înconjurător avionului, precum și eventualii meteori asociați cu norii respectivi.

CIRRUS:
nori înalți caracteristici etajului superior (altitudine: 5—13 km)

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norilor	Fenomene asociate
Sub nori	Aer clar (cer senin)	Văzuți de la distanță: nori separați, în formă de filamente albe și delicate, de bancuri sau de benzi înguste albe sau în cea mai mare parte albe, fără elemente rotunjite; norii au un aspect fibros și strălucire mătăsoasă Văzuți de aproape, norii par să nu aibă o structură distinctă	Fenomene de halo: în general, halo mic, necomplet
În nori	Aerul are aspect lăptos Turbulență: slabă sau moderată Cîteodată, efluvii electrice, datorită frecării de avion a cristalelor de gheață	Nori constituiți din cristale de gheață, care adesea sclipesc în razele solare Observatorul are impresia că zboară într-un văl de mică întindere, ușor și difuz	Fenomene de halo: în general, halo mic, incomplet Focul Sf. Elm
Deasupra norilor	Aer clar	Nori mai denși, avînd forme și dimensiuni foarte variate, în general fără umbre proprii; sînt totdeauna de un alb strălucitor Norii *Cirrus* subțiri pot prezenta un aspect asemănător celui al suprafeței superioare a unui strat de piclă, pe cînd cei denși au un aspect vaporos și mai mult sau mai puțin lăptos	Umbra avionului este adesea înconjurată de o zonă îngustă, în general mai strălucitoare decît restul norului

CIRROCUMULUS:
nori înalți, caracteristici etajului superior (altitudine: peste 5 km)

Sub nori	Aer clar	Văzuți de la distanță: banc, strat sau pătură subțire, compusă din elemente foarte mici, albe și rotunjite, fără umbre proprii, sudate sau nu, și a căror baze, sensibil orizontale, sînt situate toate la același nivel Văzuți de aproape: norii au un aspect analog cu al norilor *Cumulus humilis*, foarte puțin distanțați observați de la sol	Cîteodată coroană sau irizații

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norilor	Fenomene asociate
În nori	Aerul are un aspect lăptos Turbulență : în general slabă, moderată în norii *Cirrocumulus castellanus*	Nori constituiți din cristale de gheață, eventual împreună cu picăturile de apă puternic suprarăcită Observatorul are impresia că zboară printr-o ceață puțin densă	Halo mic
Deasupra norilor	Aer clar	În general, banc, strat sau pătură compusă din elemente foarte albe și contur vătuit, asemănătoare ca formă și dimensiuni cu norii *Cumulus humilis*, foarte puțin distanțați, observați de la sol, însă fără umbre proprii. Elementele norului *Cirrocumulus castellanus* sînt dezvoltate mai puternic Dacă elementele sînt sudate, suprafața lor superioară are un aspect ușor ondulat sau de blană de miel	

CIRROSTRATUS :
nori înalți, caracteristici etajului superior (altitudine : peste 5 km)

Sub nori	Aer clar (cer senin)	Văzut de la distanță : văl noros transparent și albicios, cu aspect fibros sau neted acoperind o mare parte a cerului. Cîteodată, vălul de *Cirrostratus* este atît de subțire, încît haloul constituie singurul indiciu al prezenței lui Văzut de aproape : norul pare să nu aibă o structură distinctă, baza lui, în general, fiind greu de precizat, din cauza aspectului său vaporos și difuz	Toate varietățile fenomenelor de halo, cel mai frecvent haloul mic
În nori	Norul are un aspect puțin lăptos Turbulența : slabă, în regiunea inferioară a norului Cîteodată : efluvii electrice datorită frecării de avion a cristalelor de gheață	Nor constituit din cristale de gheață mici și foarte dispersate, care deseori sclipesc la lumina solară Observatorul are impresia că zboară printr-un văl ușor și foarte difuz, de grosime medie Cîteodată, norul este compus din mai multe văluri suprapuse	Toate varietățile fenomenelor de halo Focul Sf. Elm

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspecul norilor	Fenomene asociate
Deasupra norilor	Aer clar	Văl continuu, în general întins și cu aspect puțin lăptos Suprafața superioară a norului este delimitată în mod net și plată sau vaporoasă, cu părți înmugurite asemănătoare cu elementele norilor *Cirrocumulus* Prin vălul subțire se vede solul sau norii de dedesubt ; dacă vălul este mai gros, acestea cu greu sînt sesizabile	Se poate vedea imaginea Soarelui Fenomenele de halo sînt rare

ALTOCUMULUS :
nori de la niveluri mijlocii, caracteristice etajului mijlociu (altitudine : 2–7 km)

Sub nori	În general : aer clar Turbulență : în general slabă. Cîteodată : virgă și piclă.	1. *Altocumulus în pături compuse din elemente separate (grosimea păturii : sub 500 m)* Văzuți de la distanță : pătură sau strat compus din elemente separate, albe sau cenușii, sau în același timp albe și cenușii, în general cu umbre proprii. Elementele au forma de lamele, pietre ovoide sau rulouri ; ele pot fi dispuse în șiruri, dînd cerului un aspect brăzdat. Pătura prezintă găuri, iar în intervalele dintre elementele noroase, ea poate fi translucidă în toată întinderea ei sau parțial translucidă și parțial opacă Văzuți de aproape : elementele norului par destul de groase și prezintă umbre proprii ; ele au aspectul de nori *Cumulus mediocris* puțin distanțate, observate de la sol	Adesea : coroane sau irizații Cîteodată : parhelii sau coloană luminoasă
		2. *Altocumulus în pături, cu elemente sudate (grosimea păturii : sub 500 m)* Pătură cu aspect mai întunecat, de culoare albă-cenușie sau în întregime cenușie, cu inegalități de opacitate și aspect de *Stratocumulus*. Grosimea totală a păturii de la bază la vîrf este sub 2 000 m ; norul este compus din mai multe straturi	
	Turbulența : slabă sau moderată	3. *Altocumulus lenticularis (grosime : sub 2 000 m, mai groși cei orografici)* Nori separați, cu aspect vaporos, albi sau albi și cenușii, parțial translucizi, prezentînd irizații	

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norilor	Fenomene asociate
	Turbulența : crește pe măsura apropierii de nori	4. *Altocumulus castellanus* Prezintă o bază orizontală relativ întinsă, semănînd cu norii *Altocumulus* în pături. Imediat sub bază, vizibilitatea este redusă din cauza piclei	
	Turbulența : slabă sau moderată	5. *Altocumulus floccus* (extindere verticală : 500—1 000 m, floconii putînd atinge 2—3 km) Se situează la niveluri diferite ; albicioși ori întunecați, cu aspect difuz	
În nori	Aerul are aspect lăptos sau piclos Turbulența : slabă sau moderată Givraj : în general slab Vizibilitate : variații destul de importante	1. *Altocumulus în pături compuse din elemente separate* Nori constituiți din picături de apă, însoțite uneori de cristale de gheață Observatorul are impresia că zboară printr-o ceață mai densă, care ar prezenta variații de grosime optică slabe sau moderate, vizibile în special noaptea în fasciculele luminoase ale proiectoarelor avionului	Coroană sau irizații
	Givraj : poate fi intens	2. *Altocumulus în pături cu elemente sudate* (pătură continuă) Același aspect 3. *Altocumulus lenticularis* Nori în continuă transformare	
	Givraj : poate fi intens	4. *Altocumulus castellanus* În protuberanțe, turbulență puternică ; se pot produce descărcări electrice	
	Vizibilitate : variabilă Turbulența : moderată sau puternică	5. *Altocumulus floccus* Aceleași aspecte	
Deasupra norilor	Aer clar Cîteodată : prezența de bancuri sau de straturi subțiri de nori, situate la o distanță în general cuprinsă între 100 și 300 m deasupra păturii principale (*Altocumulus duplicatus*).	1. *Altocumulus în pături compuse din elemente separate* În general : pătură netedă și ondulată, cu aspect încrețit, cu găuri, compusă din elemente separate, în general foarte albe, prezentînd umbre proprii și cu aspect analog celui al norilor *Cumulus mediocris*, puțin distanțați, observați de la suprafața solului Prin găuri sau porțiuni mai mult sau mai puțin nete, separînd elementele noroase, la intervale scurte de timp se poate vedea solul sau norii situați dedesubt	Glorie însoțită uneori de un curcubeu alb În intervalele picloase care separă elementele noroase, conținînd cristale de gheață numeroase, se poate vedea imaginea Soarelui

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspecul norului	Fenomene asociate
	Turbulența: în general lipsește	Eventual: pătura este străpunsă de nori cumuliformi (*Cumulus congestus* sau *Cumulonimbus*), care ies în relief deasupra suprafeței superioare a păturii de *Altocumulus* Deasupra păturii principale de *Altocumulus* sînt adesea bancuri sau straturi subțiri de nori, situate la 200—300 m deasupra păturii principale, prin care se observă curcubeul În intervalele cețoase dintre elementele norului se vede imaginea Soarelui	
		2. *Altocumulus în pături cu elemente sudate* Pătură continuă cu fisuri în locul de legătură a elementelor din care este compusă Suprafața superioară a păturii este netedă și ondulată sau cu aspect încrețit	
		3. *Altocumulus lenticularis* Prin norii subțiri se vede solul; ei par însă întunecați, iar dacă sînt mai groși au culoare albă și pe suprafața lor superioară se observă glorii foarte luminoase	
		4. *Altocumulus castellanus* Seamănă cu norii *Cumulus* bine dezvoltați, ale căror baze sînt înecate în piclă sau într-un strat noros cu aspect neted și ondulat Protuberanțele norilor se dezvoltă în nori *Cumulus* sau *Cumulonimbus*, iar la altitudini mai mari se produc fenomene orajoase	
		5. *Altocumulus floccus* Seamănă cu norii *Cumulus* mici, înconjurați de o zonă cu aspect lăptos, sau ies în relief din această zonă Atunci cînd flocoanele ating dimensiuni mari seamănă cu norii *Altocumulus castellanus*	

ALTOSTRATUS:
nori de la niveluri mijlocii, ale căror părți mai înalte sînt adesea situate în etajul superior (altitudine: 2–7 km; grosime: 1 000–5 000 m și mai mult)

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
Sub nori	Aer clar, în afară de zonele cu precipitații Turbulență în general slabă Adesea: precipitații cu caracter continuu, sub formă de ploaie, zăpadă sau de granule de gheață care nu totdeauna ating solul (virga) Eventual: prezența de nori destrămați de timp rău (*pannus*), în număr variabil și avînd dimensiuni foarte diferite.	Văzut de la distanță: pînză sau pătură noroasă, în general continuă, cenușie sau albăstruie, cu aspect striat fibros și uniform, prezentînd părți suficient de subțiri prin care să se distingă vag Soarele Văzut de aproape: în general, structura norului *Altostratus* nu este vizibilă: a) în lipsa precipitațiilor, baza norului, care are o nuanță uniformă, este sensibil plană și în general foarte puțin înclinată pe orizontală; b) atunci cînd cad precipitații, baza prezintă părți întunecate și aspectul ei este mamelonat sau destrămat, vaporos și piclos (virga de ploaie sau zăpadă). Cîteodată este posibil să se distingă o „bază aparentă", care corespunde nivelului de topire a gheții Eventual: nori destrămați de timp rău (*pannus*) în elemente separate sau într-o pătură aproape continuă, mascînd total sau parțial baza norului	Niciodată fenomene de halo
În nori	Aer cu aspect lăptos, cel mai frecvent piclos Givraj: în general slab Turbulența: în general slabă în părțile inferioare ale norului, însă putînd fi puternică, atunci cînd norul este sediul mișcărilor convective interne mai ales în cazul dezvoltării de nori *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus* în interiorul masei de nori *Altostratus*	Nor format din picăturele de apă (suprarăcită sau nu), din picături de ploaie, cristale de gheață, fulgi de zăpadă sau dintr-un amestec de particule lichide și solide Natura particulelor depinde de regiunea norului traversată și de poziția avionului în raport cu nivelul izotermiei de 0°C. În mijlociu, cînd avionul se ridică, crește proporția particulelor de gheață, iar atunci cînd coboară, crește proporția particulelor de apă Se deosebesc două tipuri principale de *Altostratus*, care diferă în mod net prin structura lor internă și observatorul are impresia că zboară printr-o ceață slabă sau deasă după structura norului traversat *Caracteristicile celor două tipuri de Altostratus sînt:* *Tipul a*: un singur strat continuu și foarte omogen, a cărui suprafață superioară atinge adesea niveluri înalte. Aici, vizibilitatea este în general bună; printr-o grosime destul de mare	Coroane În părțile înalte ale norului: fenomene de halo

Poziţia avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
		a norului se poate distinge solul. În părţile superioare ale norului se observă un halo foarte luminos *Tipul b*: mai multe straturi subţiri suprapuse, compuse din picăturele de apă, adesea legate între ele prin virga sau precipitaţii, care deseori maschează structura norului, de unde şi aspectul unei pături noroase unice, avînd mare grosime, cu spaţii vaste, clare. Aici, vizibilitatea este foarte variabilă, putînd fi local, sub 100 m. Noaptea, spaţiile libere sînt uşor vizibile în fasciculele luminoase ale proiectoarelor avionului Deasupra masei de *Altostratus* pot exista bancuri de nori *Altocumulus*	
Deasupra norilor	Aer clar Turbulenţă: în general lipseşte Cîteodată: bancuri de *Altocumulus* sau de văluri noroase subţiri şi mai mult sau mai puţin întinse (*Cirrostratus*), situate la mică distanţă deasupra suprafeţei superioare a păturii sau parţial sudate cu ea	Pătură în strat continuu, cu aspect puţin lăptos; suprafaţa superioară de un alb strălucitor, atunci cînd este iluminată direct de Soare La fiecare din cele două tipuri de *Altostratus* corespunde un aspect particular al suprafeţei superioare a norului. *Tipul a*: suprafaţa superioară asemănătoare cu *Cirrostratus* este sensibil orizontală, plată sau slab ondulată; ea poate fi delimitată în mod net sau este vaporoasă, cu părţi slab înmugurite *Tipul b*: suprafaţa superioară a norului prezintă ondulaţii destul de precise (seamănă cu *Altocumulus*) şi înmuguriri avînd o dezvoltare moderată, care-i dă un aspect încreţit, pe alocuri cumuliform Eventual: deasupra suprafeţei superioare a păturii de *Altostratus* ies în relief vîrfuri de *Cumulus congestus* sau de *Cumulonimbus*; aceşti nori au putut să se dezvolte chiar în interiorul masei de *Altostratus* sau să se formeze la niveluri inferioare şi să-i străpungă	După caz se poate observa: imaginea Soarelui şi rareori alte fenomene de halo; O glorie şi cîteodată un curcubeu alb

NIMBOSTRATUS:
nori de la niveluri mijlocii, ale căror părți mai înalte pătrund adesea în etajul superior și a căror bază este situată adesea în etajul inferior, adeseori sub 2 km; partea principală se află între 2 și 7 Km. Grosimea norilor, de cele mai multe ori, este cuprinsă între 2 și 8 km

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
Sub nori	Aer puțin piclos, în afară de zona de precipitații Turbulența: în general slabă; moderată la nivelul *pannus*. În general: precipitații cu caracter „continuu", sub formă de ploaie, de zăpadă sau de granule de gheață, atingînd de obicei solul Adesea: prezența de *pannus* în general numeroși separați sau formînd o pătură, sudați sau nu cu baza norului	Văzut de la distanță: pînză noroasă continuă, cenușie și adesea întunecată, cu aspect vaporos datorit căderilor mai mult sau mai puțin continue de ploaie sau de zăpadă; întreaga pînză maschează complet Soarele Văzut de aproape: în general, structura norului nu este vizibilă și adesea este greu să se precizeze o bază a acestui nor, mai ales atunci cînd precipitațiile sînt puternice. Cînd avionul este suficient de aproape de nor, în unele cazuri observatorul poate distinge o „bază aparentă", corespunzînd nivelului de topire a gheții Adesea: norii destrămați (*pannus*) pot forma o pătură aproape continuă, mascînd astfel în întregime sau parțial baza norului. În mod frecvent, norii destrămați (pannus) se pot suda cu norul *Nimbostratus* și nu trebuie să fie confundați cu baza lui; la nivelul lor, turbulența este în general mai puternică decît în masa principală situată imediat deasupra	
În nori	Aerul are aspect foarte piclos Givraj: de intensitate variabilă Vizibilitate: în general mediocră; pe alocuri chiar rea (sub 50 m) Turbulența: în general moderată, putînd însă fi puternică atunci cînd în nor se produc mișcări convective interne și mai ales cînd în interiorul masei de *Nimbostratus* se dezvoltă nori *Cumulus congestus* sau *Cumulonimbus*	Nor format din picăturele de apă (de obicei suprarăcită) și din picături de ploaie, cristale și fulgi de zăpadă sau amestec de particule lichide și solide Natura particulelor observate depinde de regiunea norului traversată și de poziția avionului în raport cu nivelul izotermiei de 0 °C. În mijlociu, cînd avionul se ridică, crește proporția de particule de gheață, iar cînd coboară crește proporția particulelor de apă Observatorul are impresia că zboară printr-o ceață destul de deasă, care ar prezenta variații de grosime optică, slabe sau moderate Regiunea inferioară a acestui nor este deosebit de întunecată, ca urmare a extinderii verticale a norului și concentrației mari în particule	

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
Deasupra norilor	Aer clar Adesea : prezența de *Altocumulus* sau de văluri noroase (*Cirrostratus*) situați deasupra suprafeței superioare a păturii de *Nimbostratus*. Acești nori sînt în general puțin groși, destul de întinși și adesea suprapuși atunci cînd există simultan Turbulența : în general lipsește	Pătură continuă, de obicei foarte întinsă. Suprafața sa superioară este, în general, foarte albă, sensibil orizontală și prezintă un aspect plat, ondulat, mai rar încrețit ; ea poate fi delimitată în mod net sau se prezintă vaporoasă sau în același timp cu părți netede și cu părți vaporoase Eventual : vîrfuri de *Cumulus congestus* sau de *Cumulonimbus*, care au putut să se dezvolte în interiorul păturii de *Nimbostratus*, depășind cu mult suprafața ei superioară Deseori, suprafața superioară a norului seamănă cu *Cirrostratus* sau *Altostratus*	Cîteodată glorie sau curcubeu alb

STRATOCUMULUS CU ELEMENTE SUDATE :
nori joși, caracteristici etajului inferior (altitudine : sub 2 000 m ; grosime : 500 – 1 000 m).

Sub nori	Aer clar Turbulența : slabă sau moderată La temperaturi foarte joase : virga formată din cristale de gheață, cu aspect fibros	Văzuți de la distanță : pătură continuă, compusă din elemente sudate, cenușii sau albicioase, sau în același timp cenușii și albicioase, avînd aproape totdeauna părți întunecate. De cele mai multe ori, elementele au forma de dale, pietre ovoide sau rulouri, dispuse astfel încît baza lor prezintă un singur sau un dublu sistem de ondulații Pătura poate fi în cea mai mare parte translucidă, parțial translucidă și parțial opacă sau opacă în toată întinderea ei Văzuți de aproape : baza păturii este de obicei bine delimitată ; ea prezintă fie un relief real, marcat prin neregularități mai mult sau mai puțin dezvoltate, fie un relief aparent care corespunde inegalităților de grosime optică a păturii noroase. În ambele cazuri, elementele care compun norul sînt greu de deosebit	În cazul unei pături subțiri : coroană sau irizații Eventual în virga formată din cristale de gheață, halo mic
În nori	Aer cu aspect foarte lăptos	Nori constituiți din picăturele de apă, cîteodată însoțite de picături de ploaie sau de măzăriche moale și, mai rar, de cristale sau fulgi de zăpadă.	Coroană sau irizații

Poziţia avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
	Vizibilitate : variaţii cînd puţin marcate, cînd destul de importante Givraj : eventual moderat sau destul de puternic Turbulenţa : în general moderată	Observatorul are impresia că zboară printr-o ceaţă deasă, care ar prezenta variaţii de grosime slabe sau destul de puternice, vizibile cu deosebire noaptea în fasciculele proiectoarelor avionului	
Deasupra norilor	În general : aer clar ; adesea piclos, imediat deasupra suprafeţei superioare a păturii Cîteodată : prezenţa mai multor straturi subţiri la distanţă mică deasupra păturii sau parţial sudate cu suprafaţa sa superioară Turbulenţa : în general lipseşte	Pătură continuă, a cărei suprafaţă superioară, cîteodată plată şi netedă, este de cele mai multe ori ondulată ; cîteodată are un aspect încreţit sau prezintă umflături şi înmuguriri puţin dezvoltate. Suprafaţa superioară a păturii este în general foarte albă, mai ales cînd o iluminează direct Soarele Vîrfuri de *Cumulus* sau de *Cumulonimbus* pot străpunge pătura de *Stratocumulus* şi să iasă în relief deasupra suprafeţei superioare a păturii Adesea : suprafaţa superioară a păturii de *Stratocumulus* reflectă destul de fidel accidentele orografice ale solului ; de exemplu, o spărtură în pătură marchează prezenţa unui rîu sau a unei văi înguste	Se pot observa : o glorie, un curcubeu alb şi imaginea Soarelui, cîteodată chiar simultan

STRATUS :
nori joşi, caracteristici etajului inferior (grosimea : de la cîţiva zeci de metri la mai multe sute de metri)

Sub nori	Aer adesea piclos Turbulenţa : în general slabă ; cîteodată moderată şi puternică, atunci cînd norul *Stratus* se formează în invazii vaste de aer tropical, cu vînt puternic	Văzut de la distanţă : pînză noroasă în general continuă şi cenuşie, adesea întinsă şi cu inegalităţi de luminanţă. Cînd printr-o pînză subţire de *Stratus* se vede Soarele, conturul lui nu este estompat şi nu dă impresia că este observat ca printr-o sticlă mată Văzut de aproape : baza pînzei apare în general uniformă, adică sensibil cu aceeaşi nuanţă şi fără relief important ; cînd turbulenţa este puternică, baza poate fi mai mult sau mai puţin vaporoasă sau chiar destrămată	Într-o pînză foarte subţire : coroană La temperaturi foarte joase şi cînd norul este subţire, fenomene de halo

Poziţia avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
	Rar: precipitaţii slabe şi cu caracter continuu, sub formă de burniţă, zăpadă grăunţoasă sau de ace de gheaţă		
În nori	Aer cu aspect foarte lăptos sau aburos Vizibilitate: în general mediocră şi cu variaţii importante De obicei, ea diminuează atunci cînd avionul se ridică în pătură şi devine aproape nulă în apropierea vîrfului păturii. Givraj: slab ori moderat Turbulenţa: slabă sau moderată, uneori puternică	Nor format din picăturele de apă şi cîteodată din particule mici de gheaţă. Cînd este dens sau gros, norul cuprinde adesea picăturele de burniţă şi, în unele cazuri, ace de gheaţă sau zăpadă grăunţoasă Observatorul are impresia că zboară printr-o ceaţă destul de densă, cu grosime optică variabilă, atît în sensul orizontal, cît şi în cel vertical. Desimea norului *Stratus* creşte în general cu altitudinea; ea este cea mai mare imediat deasupra surpafeţei superioare a păturii	Uneori: coroană
Deasupra norilor	Aer clar; adesea imediat deasupra păturii aerul este piclos Turbulenţa: în general lipseşte	Suprafaţa superioară a păturii, uneori netedă, în general ondulată (ondulaţii numeroase); de asemenea poate prezenta protuberanţe. La vînt tare, ondulaţiile sînt mai distanţate şi mai accentuate decît atunci cînd vîntul este slab sau calm. Cînd este iluminată direct de Soare, suprafaţa superioară a norului *Stratus* este în general foarte albă În mod frecvent: suprafaţa superioară a păturii noroase reflectă accidentele orografice ale terenului de dedesubt, ca: rîuri, lacuri, coaste, coline etc. Adesea: vîrfurile colinelor, chiar cele puţin înalte, ies în relief deasupra suprafeţei superioare a păturii de *Stratus*	Se pot observa: glorie, curcubeu alb şi imaginea Soarelui, cîteodată chiar simultan

CUMULUS:
nori cu extindere verticală slabă, moderată, puternică. În general sînt situați în etajul inferior (altitudine: sub 2 km), dar vîrfurile lor pătrund adesea în etajul mijlociu

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
Sub nori	Aer clar, adesea devenind tulbure, atunci cînd avionul se apropie de nori Turbulența: cîteodată moderată (în *Cumulus humilis*), adesea puternică (în norii (*Cumulus mediocris* și *Cumulus congestus*). Curenți ascendenți: destul de bine pronunțați, mai mult sau mai puțin intensi. Precipitații: nori *Cu hum* și *Cu med* în general nu dau precipitații; în *Cu cong* precipitații slabe (picături mari și rare), adesea „virga".	1. *Cumulus humilis* (extindere verticală de la zeci de metri la sute de metri). Nori distanțați cu slabă extindere verticală și contururi nete; bazele lor sînt plane, orizontale și de cele mai multe ori situate la un același nivel, iar vîrfurile rotunjite 2. *Cumulus mediocris* (extindere verticală de la sute de metri la aproximativ 2 km) și *Cumulus congestus* (extinderea verticală depășește cîteodată 5 km) Văzuți de la distanță: nori de obicei spațiați și cu contururi nete; vîrfurile lor prezintă protuberanțe și înmuguriri moderat dezvoltate (*Cu med*) sau puternic (*Cu cong*) Văzuți de aproape: bazele norilor sînt mai întunecate decît ale norilor *Cumulus humilis* și decît alte părți ale norului, care par de un alb strălucitor, atunci cînd sînt iluminate direct de razele solare. Bazele sînt aproape plane, sensibil orizontale și adesea situate la un același nivel. La norul *Cumulus congestus*, baza este destul de întunecată și adesea destrămată; sub ea, vizibilitatea este în general bună. În masa norului se observă contraste puternice de culoare	—
În nori	Aer cu aspect foarte piclos Vizibilitate: variații puternice Givraj: lipsește Curenți ascendenți în general 2–5 m/s Aer cu aspect foarte piclos. Vizibilitatea: variabilă, adesea nulă în *Cu med* și foarte slabă în *Cu cong*. Turbulența destul de puternică, cu deosebire aproape de vîrful norilor.	1. *Cumulus humilis* Nori formați din picături de apă Observatorul are impresia că zboară prin ceață deasă, cu variații mari de grosime Turbulența: cîteodată puternică, mai ales în timpul formării norilor; slăbește cînd dezvoltarea norului încetează 2. *Cumulus mediocris și Cumulus congestus* Nori formați din picăturele de apă, de obicei suprarăcită. În partea superioară a norilor, la temperaturi sub 0 °C, apar cristale de gheață, care predomină în zonele cu temperaturi mai joase (*Cumulus congestus*) Observatorul are impresia că zboară printr-o ceață deasă, care prezintă	—

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
	Curenți ascendenți : intensitate moderată putînd depăși 5 m/s în *Cu cong.*	variații puternice de grosime optică În norii *Cumulus congestus* se pot produce picături mari și rare de ploaie	
Deasupra norilor	Aer clar, adesea piclos între nori Turbulența : slabă sau nulă La norii *Cu med* și *Cu cong*, cîteodată prezență de văluri noroase albe, mai mult ori mai puțin întinse (*pileus*, *velum*), situate la distanță mică deasupra vîrfurilor unuia sau mai multor nori, care adesea le străpung	1. *Cumulus humilis* Norii par să plutească într-o pînză de piclă, de unde ies în relief vîrfurile lor rotunjite, situate la același nivel Norii sînt distanțați, însă adesea alăturați, semănînd cu *Stratocumulus* Deasupra norilor *Cumulus humilis* turbulența lipsește 2. *Cumulus mediocris și Cumulus congestus* De cele mai multe ori, norii sînt separați uneori, văluri de *pileus* sau *velum* unesc mai mulți nori (*Cu cong*). Dimensiunile norilor pot varia foarte mult de la un element la altul Regiunile lor superioare prezintă prelungiri și înmuguriri mai mult sau mai puțin dezvoltate (bine delimitate și avînd deseori aspect de conopidă la norii *Cu cong*) sau în formă de turnuri cu umbre puternice. Părțile superioare ale norilor iluminate direct de razele solare sînt de un alb strălucitor, orbitor (mai ales la *Cu cong*) Destul de frecvent : vîrfurile norilor ies în relief dintr-un strat de piclă sau dintr-o pătură noroasă mai mult sau mai puțin continuă, bazele norilor părînd înecate în aceste straturi noroase sau de piclă Norii se pot prezenta sub formă de șiruri orientate în direcția vîntului ; atunci cînd sînt observate din profil, seamănă cu norii *Stratocumulus* în rulouri Norii *Cumulus* sînt cîteodată asociați în același ansamblu cu alți nori de convecție În situațiile preorajoase, norii *Cu cong* pot avea marginile destrămate și vîrfurile clocotitoare ; acești nori, în general, evoluează foarte repede către stadiul de *Cumulonimbus*	—

CUMULONIMBUS :
nori cu extindere verticală foarte importantă. Bazele lor sînt în general situate în etajul inferior (sub 2 km), iar vîrfurile se dezvoltă de obicei în etajul superior. Extinderea verticală a norilor poate varia de la 3 km (specia calvus) la 15 km (specia capilatus).

Poziţia avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
Sub nori	Aer clar, în afară de zonele cu precipitaţii Turbulenţa : puternică, adesea foarte puternică, cu deosebire la nivelul *pannus* şi în interiorul *arcus*. Curenţi ascendenţi şi descendenţi : neţi şi foarte intenşi În mod obişnuit : precipitaţii sub formă de averse de ploaie, de zăpadă, măzăriche sau de grindină, însoţite eventual de fenomene orajoase şi de vijelii Adesea : virga. În mod frecvent : prezenţa de *pannus* în general numeroşi, separaţi sau formînd o pătură aproape continuă, putîndu-se suda cu norul ; aceste fragmente nu trebuie confundate cu baza norului	*Văzuţi de la distanţă* : nori denşi, în general puternici, cu extindere verticală totdeauna importantă şi cîteodată considerabilă. Adesea se prezintă sub formă de munţi sau de turnuri enorme, prezentînd contraste puternice de culoare, părţile lor iluminate direct de razele solare fiind de un alb orbitor În mod frecvent, o parte din regiunea lor superioară se întinde în formă de nicovală sau de un vast pămătuf, cu aspect fibros sau striat (specia *capillatus*) *Văzuţi de aproape* : bazele lor sînt totdeauna întunecate ; ele pot fi fragmentate sau destrămate, sau comportă prelungiri în formă de pungi, mameloane (*mamma*) Adesea sînt însoţiţi de fragmente destrămate de nori (pannus) ; dacă *pannus* se sudează cu baza norilor, formează înaintea părţii superioare a acestuia un rulou vast, deosebit de întunecat (*arcus*), în care turbulenţa este considerabilă	În precipitaţii, curcubeu Eventual : furtună de praf sau de nisip sau trombă
În nori	Aspect de ceaţă foarte densă Vizibilitatea : foarte slabă, adesea practic nulă către mijlocul şi baza norului şi mai bună către vîrf	Nori constituiţi din picăturele de apă (suprarăcită sau nu) şi cu deosebire în regiunile lor superioare, din cristale de gheaţă ; ei conţin de asemenea picături mari de ploaie (adesea puternic suprarăcite), cristale şi fulgi de zăpadă, măzăriche sau grindină Observatorul are impresia că zboară printr-o ceaţă foarte densă, care,	Eventual descărcări electrice mai frecvente în părţile norului unde temperatura este cuprinsă între 0 şi −2°C.

Poziţia avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
	Givraj : în general foarte puternic ; adesea, pe unele părţi ale avionului, în special pe cele expuse vîntului ; se formează un strat considerabil de gheaţă transparentă, netedă şi compactă (gheaţă sticloasă) Turbulenţa în general foarte puternică Curenţi ascendenţi : delimitaţi în mod net şi adesea foarte intenşi, putînd depăşi 15 m/s Adesea : precipitaţii puternice, însoţite în mod frecvent de grindină	atunci cînd avionul se apropie de vîrful norului, prezintă variaţii de grosime optică foarte importante ; în părţile lui mijlocii şi inferioare este foarte întunecat („noapte de cerneală")	În regiunile superioare, focul Sf. Elm
Deasupra norilor	Aer clar Citeodată : straturi subţiri de nori sau văluri mai mult sau mai puţin întinse (*pileus*, *velum*) pot îmbrăca unul sau mai multe vîrfuri de *Cumulonimbus* sau să se alăture regiunilor lor superioare Atunci cînd vîrfurile norilor *Cumulonimbus* le străpung, vălurile înconjură adesea părţile principale ale norilor	Nori în general puternici, ale căror vîrfuri ating niveluri foarte diverse, totdeauna înalte. Ei se pot prezenta fie izolat, fie asociaţi cu nori de alte genuri sau aranjaţi în şiruri continue (trecerea frontului rece sau a liniei de vijelii). În acest caz, norii pot fi foarte apropiaţi, sau chiar sudaţi, ansamblul lor luînd atunci aspectul unui zid gigantic Regiunile superioare ale norilor sînt caracterizate prin prezenţa protuberanţelor şi înmuguririlor, de dimensiuni mari, care prezintă umbre proprii foarte viguroase Norii au aspect de *Cumulus congestus* cu contraste puternice sau de *Cirrus* denşi în formă de nicovală, cu părţi ondulate sau înmugurite Norii *Cumulonimbus* din cele două specii se deosebesc prin aspectul regiunilor superioare În specia *calvus*, înmuguririle, cel puţin parţial, sînt mai mult sau mai puţin	—

Poziția avionului	Caracterele mediului înconjurător avionului	Aspectul norului	Fenomene asociate
	Turbulența : slabă sau nulă	nedistincte și turtite, aspectul lor fiind asemănător celui al unei mase albicioase fără contururi nete, care însă în nici o parte nu prezintă o structură fibroasă sau striată În specia *capillatus*, cel puțin o parte din protuberanțe sau înmuguriri au dobîndit o structură net fibroasă sau striată (analogă celei a norilor *Cirrus* denși) ; această structură apare cu deosebire în părțile lățite, în formă de nicovale sau de vaste pămătufuri Eventual : regiunile superioare ale acestor nori ies în relief din păturile preexistente de nori stratiformi ; de asemenea, norii *Cumulonimbus* se pot dezvolta în interiorul acestor nori (*Altostratus*, *Nimbostratus*) și depăși cu mult suprafața lor superioară	

9. DEPUNERILE DE GHEAȚĂ PE AVIOANE—GIVRAJUL

Givrajul este depunerea unui strat de gheață aderentă pe unele elemente ale avionului (planuri, fuselaj, elice, suprafețele proeminente etc.), ca rezultat al înghețării picăturilor de apă suprarăcită (picături de apă la temperaturi sub 0°C), la ciocnirea acestora cu avionul aflat într-un mediu cu temperatură negativă.

Cel mai frecvent, givrajul se formează în regiunile din atmosferă, în care predomină picături de apă suprarăcită sau un amestec de picături suprarăcite cu cristale de gheață sau cu zăpadă (nori, precipitații lichide, zăpadă umedă, lapoviță). În nori, apa putînd rămîne în stare lichidă și la temperaturi negative (chiar sub —40°C), în mod practic givrajul se formează în toți norii cu temperaturi sub 0°C, intensitatea maximă a depunerii fiind între 0 și —10°C. Între —15 și —20°C, în nori există tendința către formarea cristalelor de gheață, iar la temperaturi sub —20°C, norii sînt constituiți în cea mai mare parte din cristale de gheață. Ca atare, în asemenea nori (*Cirrus, Cirrostratus* și *Altostratus* înalți), ca și în porțiunile cu zăpadă sau gheață uscată, givrajul în general este foarte slab.

O depunere ușoară de gheață, ca o peliculă asemănătoare cu bruma (gheața ca bruma), se poate forma și în condiții de cer senin, atunci cînd avionul, după un zbor foarte rapid printr-un strat de aer rece, pătrunde brusc într-un strat mai cald și mai umed. În cazul acesta, depunerea de gheață este subțire și se evaporă sau se topește atunci cînd zborul continuă prin aer cald. Pericolul este mai mare atunci cînd avionul cu brumă pe el pătrude în norii suprarăciți, întrucît stratul de gheață se poate îngroșa.

Givrajul se mai poate forma și la suprafața solului, prin înghețarea ploii suprarăcite, zăpezii sau lapoviței care cad pe avionul aflat pe teren. În cazul temperaturilor negative și al unei umezeli ridicate (ceață sau burniță slabă), pe avionul scos din hangarul încălzit se poate depune de asemenea o peliculă de gheață. Ea are aspectul unei brume aproape invizibile, care se îngroașă atunci cînd avionul pătrunde în nori. Gheața

se mai poate depune pe aripi sau pe coadă, din cauza improşcării acestora cu apă atunci cînd la decolare avionul sparge pojghiţa de gheaţă a unor băltoace. În timpul încălzirii înainte de decolare, cînd motorul turboreactor funcţionează cu un număr mare de turaţii, iar umezeala este ridicată şi temperatura apropiată de 0°C, prin răcirea puternică a aerului în colectorul de aer, se poate produce o depunere groasă de gheaţă care, prin desprindere, provoacă daune motorului, dacă nu se foloseşte dispozitivul împotriva givrajului.

9.1. FORMELE DE GIVRAJ

9.1.1. **Condiţii de formare.** După condiţiile lor de formare, depunerile de gheaţă pe avioane pot prezenta următoarele aspecte:

Gheaţă sticloasă (limpede). Este o depunere de gheaţă aproape complet transparentă sau translucidă şi foarte aderentă, avînd suprafaţa

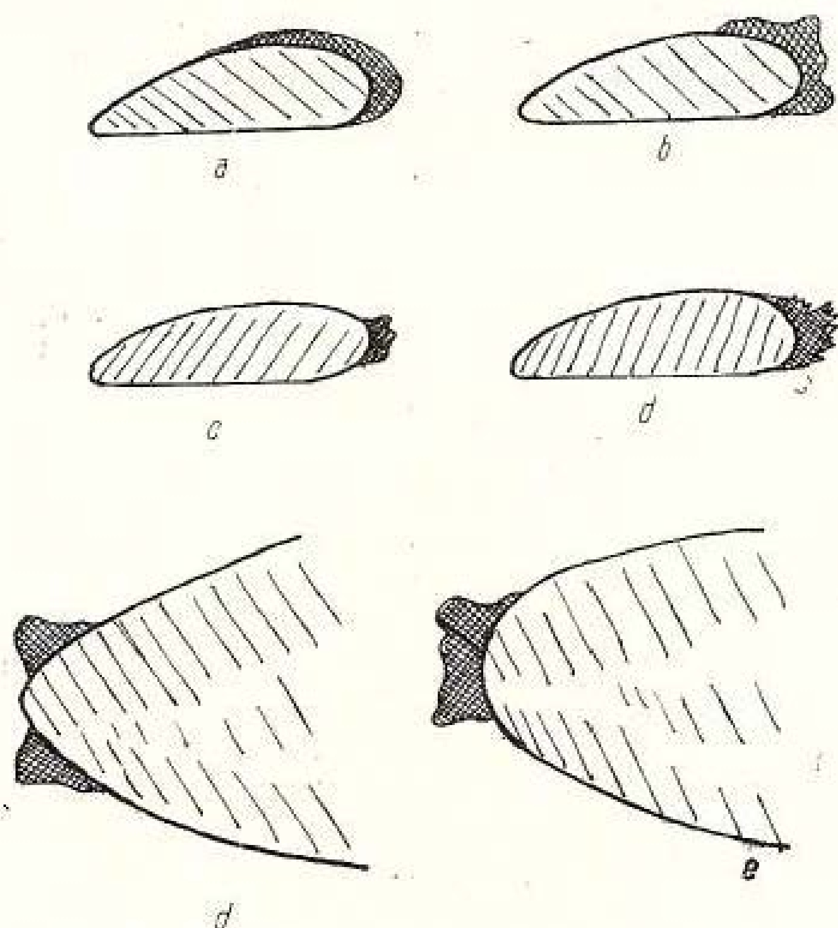


Fig. 88. — Forme caracteristice de givraj.

netedă şi continuă, asemănătoare poleiului; ea se formează pe bordurile de atac (ca o ciupercă) şi tinde să se întindă de-a lungul aripilor (fig. 88*a*). Atunci cînd depunerea de gheaţă este amestecată cu zăpadă, lapoviţă, măzăriche, ea prezintă o culoare albicioasă, iar suprafaţa ei este neregulată şi aspră (fig. 88 *b*).

Gheaţa sticloasă se poate forma :

— în zborul prin norii convectivi, constituiţi din picături mari de apă, la temperaturi cuprinse între 0 şi —13°C ;

— pe avionul care zboară la temperaturi negative, în stratul de aer de sub nori, din care cade ploaie formată din picături mari.

Givrajul limpede sau polei se produce în mod sigur la nivelurile joase, ori de cîte ori la sol se semnalează lapoviţă sau ploaie care îngheaţă.

Gheaţa limpede este cea mai periculoasă formă de givraj, căci depunîndu-se pe părţile frontale ale avionului le denaturează forma şi profilul aerodinamic, ceea ce conduce la reducerea ascensiunii, la pierderea stabilităţii şi la creşterea rezistenţei frontale a avionului.

Gheaţa opacă, albicioasă (granulară). Este o depunere albă, opacă şi granulară, formată din grăunţe fine şi opace de gheaţă, în interiorul căreia sînt şi straturi cu o structură cristalină (asemănătoare cu chiciura moale) sau incluziuni de aer, din care cauză are o culoare albă-mată. Depunerea se formează în norii ondulaţi (*Stratus, Stratocumulus, Altocumulus*), constituiţi din picături foarte mici de apă, la temperaturi cuprinse între 0 şi —28°C, mai frecvent între 0 şi —10°C.

Gheaţa granulară se depune pe partea exterioară a bordurilor de atac, într-o formă ascuţită sau boantă (fig. 88*c*). Cînd în nor există zăpadă sau lapoviţă, depozitul se măreşte, deformînd din cauza protuberanţelor bordul de atac. Se mai formează pe proeminenţe (nituri, capete) sub forma unor protuberanţe neregulate.

Depunerile granulare nu sînt mari, căci gheaţa se depune numai acolo unde picăturile suprarăcite se ciocnesc de avion. Nici aderenţa gheţii nu este puternică, aceasta putînd fi înlăturată prin vibraţiile planurilor sau prin acţiunea vîntului. În general, aceste depuneri de gheaţă nu deformează profilul aerodinamic al avionului, însă îi măresc greutatea. Totuşi, cînd zborul prin nori este mai îndelungat, desimea gheţii creşte, depunerea de gheaţă putînd lua proporţii periculoase.

Gheaţa sub formă de chiciură este un depozit alb, cristalin, cu granule mari, care se formează de obicei la temperaturi sub —10° în norii constituiţi din picături mici de apă şi cristale de gheaţă. Stratul are aspect neuniform şi margini proeminente, ca nişte ace şi bare care pun în pericol zborul (fig. 88*d*).

9.1.2. **Depunerea de gheaţă şi proprietăţile aerodinamice ale avionului.** Din punctul de vedere al înrăutăţirii proprietăţilor aerodinamice ale avionului, depunerea de gheaţă se poate forma :

— perpendicular faţă de curentul de aer, care contureaază avionul (gheaţă în formă de jgheab) ;

— de-a lungul curentului de aer.

Gheaţa în formă de jgheab. Formarea ei depinde de temperatura în punctul critic al bordului de atac (un punct al profilului bordului, în care energia cinetică a fileului de aer perpendicular pe profil se transformă în căldură — încălzire cinetică).

Încălzirea cinetică (Δt) a părților frontale ale aripilor avionului, în aerul lipsit de picături de apă, pentru diferite viteze ale avionului, este aproximativ următoarea :

V (km/oră)	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1 000
Δt (°C)	0,4°	1,8°	3,5°	6,2°	9,6°	13,9°	19,0°	24,6°	31,2°	38,7°

În norii constituiți din picături de apă, încălzirea cinetică este cu 30—40% mai mică decît în afara norilor, din cauza evaporării parțiale sau totale a picăturilor de apă care izbesc avionul.

Din cauza încălzirii cinetice, temperatura în punctul critic (numită temperatură de frînare) este mai ridicată decît în aerul înconjurător ; pe măsura îndepărtării de acest punct, ea scade, astfel că partea frontală a aripii givrează mai greu decît spatele ei. Dacă în punctul critic, temperatura este pozitivă, iar la o mică distanță ea este negativă, pe bordul de atac apa nu îngheață, ci este suflată spre părțile mai reci ale planului. În acest caz, gheața se formează pe ambele părți ale bordului de atac (fig. 88*e*). Atunci cînd în punctul critic, temperatura este negativă, iar în nori conținutul în apă este mare, gheața se depune și pe bordul de atac, sub formă de ciupercă (fig. 88*f*).

Gheața în formă de jgheab are o structură amorfă. Ea se formează în zborul prin norii cu conținut mare de apă și compuși din picături mari de apă suprarăcită sau în zona ploii suprarăcite (gheață sticloasă).

Gheața de-a lungul curentului se formează în norii cu conținut redus de apă lichidă ; ea poate avea următoarele aspecte :

— gheață transparentă, cu suprafață netedă și structură amorfă ; se depune la temperaturi negative, apropiate de 0°, în zborul prin norii *Altocumulus*, *Stratocumulus* sau din ploaia suprarăcită care provine din nori *Nimbostratus* ;

— gheață opacă, cu structură cristalină și culoare lăptoasă (gheață de porțelan), se formează în norii cu conținut mai mare de apă lichidă și cu temperaturi mai coborîte, acolo unde se întîlnește și zăpadă umedă ;

— gheață sub formă de chiciură sau brumă, cu structură fibroasă și suprafață aspră, se formează în norii constituiți din picături foarte mici de apă și cristale de gheață, la temperaturi foarte coborîte (—20°).

9.2. FACTORII CARE INFLUENȚEAZĂ GIVRAJUL AVIOANELOR

Viteza avionului. Iuțeala de depunere a gheții crește, în general, cu viteza avionului. Suprafața avionului fiind însă totdeauna mai caldă decît aerul înconjurător, cu cît viteza lui este mai mare, cu atîta limita givrajului se situează mai sus față de poziția izotermei de 0°C din norul respectiv.

Pentru un gradient de temperatură mijlociu, de 0,8°/100 m, diferența de înălțime între izoterma de 0°C și limita inferioară a givrajului (Δ) este aproximativ următoarea :

V (km/oră)	200	300	400	600	700	800
Δ	150 m	300 m	500 m	1 200 m	1 600 m	2 100 m

La avioanele cu viteză mică (200—300 km/oră), încălzirea cinetică fiind relativ redusă, temperatura suprafeței avionului este aproximativ egală cu a aerului înconjurător, astfel că givrajul este determinat numai de factorii meteorologici. Pentru avioane cu viteze mari trebuie însă să se țină seama de încălzirea cinetică. Din figura 89 rezultă că începutul givrajului se produce sub curba care delimitează limita superioară a temperaturii, la care este posibilă depunerea de gheață pentru viteza respectivă de zbor.

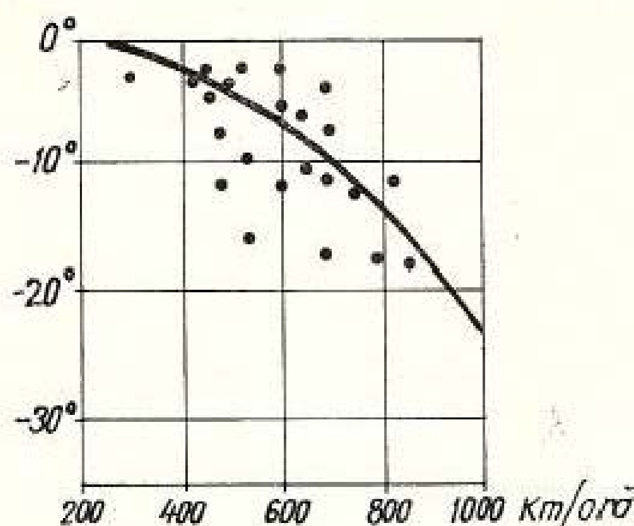


Fig. 89 — Formarea givrajului în funcție de viteza avionului și de temperatura aerului.

În general, givrajul poate fi evitat dacă zborul se face la înălțimile la care, înainte de intrarea în nori, *suprafața avionului posedă așa-numita temperatură de siguranță* (T_s) care, pentru unele viteze de zbor, are în mijlociu următoarele valori :

V (km/oră)	200	300	400	500	600	700	800
T_s	0,5°	1°	2°	3°	4°	5°	6°

Viteza de înghețare a apei suprarăcite crește de la 0°C la —10°C, cînd se formează gheața cea mai importantă, în special cea limpede. O dată cu scăderea temperaturii, viteza de înghețare a apei suprarăcite se reduce și gheața devine mai puțin compactă (sub —12°C se formează gheață granulară, iar sub —20°C, givrajul se produce rar).

Mărimea picăturilor de apă. Picăturile de apă mai mari determină formarea de gheață limpede, iar cele mici, de gheață granulară. De aceea, gheața limpede se formează în norii convectivi cu dezvoltare verticală însemnată *(Cumulus congestus, Cumulonimbus)*, pe cînd cea granulară,

în norii din aerul mai mult sau mai puțin stabil (*Nimbostratus, Stratus, Stratocumulus, Altocumulus*).

Relieful. În zona de influență a pantelor munților situate în vînt, givrajul este mai puternic și se produce la un nivel mai jos decît la șes, mai ales dacă pantele respective sînt împădurite. În regiunile muntoase, condițiile cele mai grele de givraj se vor întîlni deci deasupra crestelor și în partea situată în vînt a lanțului muntos ; cu creșterea înălțimii muntelui, zona givrajului se concentrează către vîrful lui.

În zona situată în partea de sub vînt a muntelui, givrajul este mai puțin puternic decît pe versantul situat în vînt și se produce la un nivel mai ridicat.

Pericolul givrajului în zonele muntoase este permanent, chiar și vara, mai ales în timpul traversării fronturilor calde, a fronturilor reci sau a ocluziilor cu caracter de front rece, cînd la înălțime temperatura rămîne sub 0°.

9.3. GENURI ȘI SISTEME DE NORI ASOCIATE CU CONDIȚII DE GIVRAJ

Condițiile de givraj fiind strîns legate de microstructura norilor, fenomenul se poate produce în orice fel de nori care au temperaturi negative ; nu orice nor produce însă givraj.

Cea mai mare probabilitate de formare a givrajului există în norii compuși din picături de apă suprarăcită (în special în cei situați la temperaturi cuprinse între 0 și —10°), din care cad precipitații slabe (burnițe). De aceea, condițiile cele mai periculoase pentru depunerea gheții se întîlnesc în straturile cele mai joase ale troposferei (pînă la 3 km), mai cu seamă în norii stratificați de sub păturile de inversiune de temperatură și în partea inferioară a norilor *Nimbostratus*.

În norii cu structură mixtă (picături de apă suprarăcită amestecate cu cristale de gheață), condițiile formării givrajului sînt diferite. În norii (cu deosebire în sistemele de nori frontali *Altostratus-Nimbostratus* de mare întindere), care prin dezvoltare ating temperaturi sub —10° pînă la —12°, producerea givrajului se reduce. Dacă asemenea nori sînt însă alimentați cu umezeală, givrajul se produce la temperaturi mai joase decît —10°, adică pînă la —35°...—40°, cu deosebire în norii *Cumulonimbus*.

Formarea givrajului în norii cu structură mixtă depinde în mare măsură de curenții verticali care o determină. Astfel, mișcările verticale ordonate (1—5 cm/s) de-a lungul fronturilor calde nu conduc la un givraj însemnat, pe cînd cele dezordonate (turbulente), cu viteze de cîțiva m/s, produc givraj considerabil.

În norii de gheață sau în zăpada uscată, formarea givrajului este mai puțin probabilă. Totuși, dacă zborul turboreactoarelor se face în nori cu concentrații mari de cristale de gheață, suprafața captatorului de aer poate fi răcită pînă la 0° și dacă se adună gheața care alunecă de-a lungul pereților lui se poate produce o întrerupere bruscă a arderii în motor.

Givrajul în norii cu dezvoltare verticală (Cumulus și Cumulonimbus). Condițiile cele mai grele de givraj se întîlnesc în jumătatea superioară a norilor *Cumulus congestus*, în faza lor de trecere în *Cumulonimbus*.

În norii *Cumulus* parțial stratificați, givraj intens se produce în regiunile proeminente și mai slab în zonele plate.

În norii *Cumulonimbus*, condițiile de givraj sînt mai puțin severe decît în *Cumulus congestus*, însă destul de variabile, cîteodată pe distanțe scurte putîndu-se întîlni givraj puternic. Vara, în norul *Cumulonimbus*, izoterma de 0° fiind situată în medie la 3 km, iar cea de —20° la 6—7 km, în această zonă givrajul se poate produce mai intens și prelungi și mai sus. La nivelul de 2,5—3,5 km, intensitatea givrajului atinge 1—2 mm/m, iar în jumătatea superioară a norului, 5 mm/m.

Givrajul în norii Stratus, Stratocumulus și Altocumulus. Norii *Stratus* și *Stratocumulus*, avînd o grosime mică (care rareori depășește 1 000 m), givrajul este slab sau moderat. Totuși, el prezintă pericol prin faptul că norii se întind pe suprafețe mari orizontale (mai ales iarna în anticicloni) și deci nu este posibil ca avionul să se ridice sau să coboare fără ca să treacă prin ei. Dacă din acești nori nu cad precipitații, la baza lor, intensitatea givrajului este, în mod practic, nulă (0,1—0,4 mm/m), crește însă treptat cu înălțimea și devine maximă sub vîrful norului, în imediata apropiere a inversiunii (0,6—1 mm/m și mai mult).

Aceleași condiții se întîlnesc și în norii *Altocumulus* de sub inversiune.

Dacă din norii *Stratus* sau *Stratocumulus* cad precipitații slabe (burniță, zăpadă foarte slabă, ace de gheață, zăpadă grăunțoasă) se produce givraj moderat sau intens pe toată grosimea norului, intensitatea depunerii fiind de 0,1—1,0 mm/m și mai rar 2 mm/m. Dacă se produce zăpadă moderată sau puternică, givrajul este slab sau lipsește cu totul. În general, producerea unor precipitații mai puternice slăbește intensitatea givrajului; căderea de burniță suprarăcită poate însă produce sub nori givraj intens, periculos pentru zborul la înălțimi mici.

În prezența vîntului slab la sol și a ceții sau aerului cețos, givrajul în norii *Stratus* și *Stratocumulus* este slab (0,1—0,4 mm/m), iar dacă vîntul este puternic și vizibilitatea sub nori și la sol bună, zborul în acești nori poate fi însoțit de givraj puternic (1,0 mm/m).

Givrajul în norii frontali. Suprafețele de discontinuitate (frontale) creează cele mai frecvente cazuri de givraj (circa 85%), deoarece norii frontali sînt în general groși și au o mare întindere orizontală. Givrajul se formează mai ales în zona frontului cald, a ocluziei cu caracter de front cald și a frontului rece de ordinul I care se deplasează încet.

Givrajul în norii frontului cald. Formarea și intensitatea givrajului depind de grosimea norilor și de caracterul precipitațiilor frontale care diferă în funcție de gradul de scădere a presiunii înaintea frontului cald. Dacă scăderea presiunii este însemnată, sistemul de nori frontali *Altostratus-Nimbostratus* formează o masă compactă, capătă o mare dezvoltare (limita lor superioară putînd atinge 6—8 km) și dă loc la pre-

cipitații continue și de lungă durată. În asemenea sisteme de nori frontali, din care cad precipitații de lungă durată, givrajul este în general slab sau chiar lipsește, iar dacă totuși se produce este mai intens în masa noroasă situată sub izoterma de —10°...—12°. La o scădere mai mică (sau chiar cu o creștere) a presiunii înaintea frontului cald, norii frontali

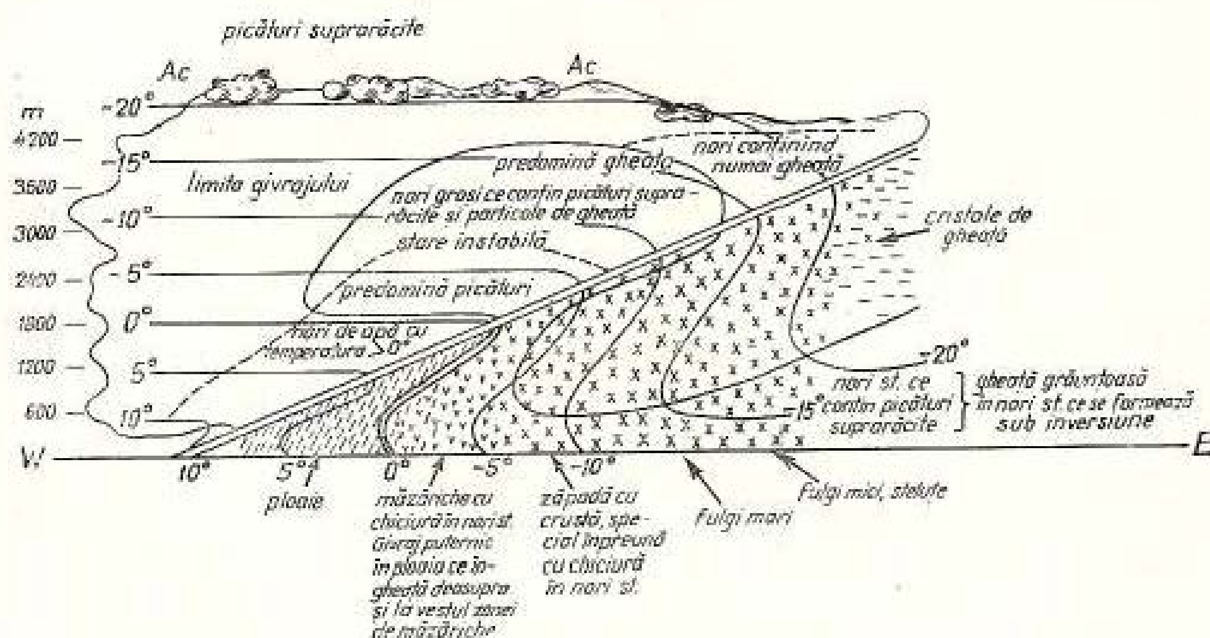


Fig. 90. — Distribuție tipică a givrajului în front cald.

au o dezvoltare mai mică, iar precipitațiile (în general cu aspect de burniță) sînt slabe sau lipsesc. În acești nori se produce givraj intens, mai ales la nivelurile lor inferioare în contact direct cu suprafața frontului.

La trecerea unui front cald, activ, cu zone de precipitații continue, givrajul se produce atît în norii stratiformi din masa caldă de aer ascendentă, cît și în pana de aer rece de sub suprafața frontală (fig. 90).

În norii stratiformi se pot întîlni trei zone :

1. zona lipsită de givraj, constituită din masa celor mai joși nori, situați sub izoterma de 0° ;

2. deasupra și în fața acestei zone (cuprinsă între izotermele 0° și —10°...—15°C) se află în masă mare de nori, din care cad precipitații constituite din picături de apă suprarăcită și din particule de gheață. În această zonă, în special în porțiunea ei inferioară, unde norul este format în cea mai mare parte din picături de apă suprarăcită, se produce givrajul cel mai puternic, chiar mai puternic decît în ploaia care îngheață în pana de aer rece de sub suprafața frontală ;

3. în porțiunea superioară a norului (situată deasupra izotermei de —15°, unde predomină cristale de gheață sau zăpadă uscată), pericolul givrajului este redus.

Adesea, deasupra nivelului superior al norilor formați din cristale de gheață, iau naștere nori *Altocumulus*, constituiți din picături de apă

suprarăcită. Deși acești nori sînt subțiri (200—300 m), cînd în sistemul de nori *Altostratus-Nimbostratus* de sub ei cad precipitații de mai lungă durată, ei pot deveni mai groși, depășind 1 000 m. Din această cauză poate apărea pericol de givraj în partea superioară a norilor frontului cald din care cad precipitații.

În masa rece situată dedesubtul suprafeței frontale, fenomenele se pot succeda astfel :

— în zona precipitațiilor, dacă aerul din pana rece de sub suprafața frontală se află la temperaturi negative (—2°...—5°C), iar cel cald de deasupra posedă temperaturi pozitive, picăturile de ploaie căzînd în aerul care se găsește la temperaturi negative se suprarăcesc și ating suprafața solului sub formă de polei. În această regiune (limitată la sol de izoterma de 0°C) se produce cel mai puternic givraj în ploaia care îngheață, mai ales în apropierea vîrfului zonei ploaie-lapoviță-măzăriche, imediat sub suprafața frontală, în jurul izotermei de 0°C. Pe părțile frontale ale avionului, viteza de depunere a gheții poate atinge 1 mm/m și chiar mai mult. Zona periculoasă este situată la o distanță de 50—100 km față de linia frontului și are o lățime de circa 200 km, iar gheața depusă pe avion este de obicei transparentă ;

— progresiv, la dreapta zonei în care se formează poleiul, zăpada ce cade din norii situați la temperaturi sub 0°, la început umedă, devine din ce în ce mai uscată. Givrajul se poate produce în zona zăpezii umede, însă atinge rareori grosimi periculoase ;

— în zona situată dedesubtul norilor *Altostratus*, givrajul scade treptat și nu mai prezintă pericol decît în norii stratiformi (*Stratus* sau *Stratocumulus*), constituiți din picături de apă suprarăcită, care se formează în straturile de inversiune de sub suprafața frontală. În acești nori se poate forma givraj granular, în special în zonele de turbulență, iar dacă norii *Stratus* se produc împreună cu ploaia care îngheață, se formează un depozit important de gheață grăunțoasă și de gheață limpede. Dacă norii stratiformi sînt situați departe de front, în interiorul lor se formează gheață slabă, granulară, ori de cîte ori vînturile sînt puternice sau moderate.

În cazul unui front cald, caracterizat prin precipitații neuniforme, care local se transformă în averse, deasupra suprafeței frontale extinzîndu-se un strat gros de nori *Altostratus-Nimbostratus*, asociați cu nori *Cumulonimbus*, la traversarea acestor nori, avionul suportă pe alocuri givraj intens chiar la temperaturi sub —10°.

Condițiile de givraj devin mai grele atunci cînd frontul cald trece deasupra munților, mai ales cînd suprafața frontală este de așa natură încît izoterma de 0° și zona de nori cu particule lichide se află la sol.

În fronturile calde ocluse (ocluzii cu caracter de front cald), givrajul se produce în trei zone :

— în zona frontului cald inferior, unde se formează nori *Stratocumulus* compacți și joși, asemănători cu norii *Stratus* ;

— în norii frontului cald inferior, situați în fața frontului rece superior (nebulozitate mare stratiformă, în care se întîlnesc și nori *Cumulonimbus)*;

— în burnița provenită din norii stratiformi, în zona frontului cald inferior.

Givrajul în norii frontului rece. La trecerea frontului rece de ordinul I, givrajul se poate produce atît în aerul rece, cît și în cel cald. El este cu atît mai frecvent cu cît instabilitatea și umezeala aerului în sectorul cald sînt mai mari. Înclinarea suprafeței frontale fiind mai accentuată, extinderea orizontală a zonei de givraj este restrînsă și întreruptă de înseninări. Totuși, din cauza curenților ascendenți puternici, pot apărea depozite mai puternice de gheață, mai ales de gheață limpede, din care cauză zborul este foarte periculos, cu toate că timpul în care se execută este mai scurt în comparație cu trecerea frontului cald. Gheața se depune atît în norii convectivi *(Cumulonimbus)* din fața frontului rece, cît și în zona de nebulozitate stratiformă din spatele frontului, unde cad precipitații continue și unde acești nori trec în *Nimbostratus*.

În frontul rece de ordinul II, givrajul se produce numai în norii *Cumulonimbus* din zona frontului. În acest caz, pericolul îl prezintă fenomenele orajoase și nu givrajul.

La trecerea frontului rece deasupra obstacolelor, givrajul se intensifică; el este mai însemnat în zonele cu turbulență puternică, aproape de vîrful munților și de aceea, cea mai bună soluție pentru a-l evita este să se zboare deasupra norilor.

În fronturile reci ocluse (ocluzii cu caracter de front rece), givrajul se întîlnește sau în sistemul vechi de nori stratiformi ai frontului cald superior, care deasupra inversiunii se transformă în nori ondulați sau în norii cumuliformi ai frontului rece inferior din care cad averse.

9.4. SITUAȚIILE CELE MAI PERICULOASE DE GIVRAJ

Acestea se prezintă atunci cînd avionul, venind din regiuni foarte reci, trebuie să traverseze, la coborîre, nori foarte denși, în care predomină picături mari de apă suprarăcită la temperaturi cuprinse între —2° și —15°C. În asemenea cazuri, gheața se formează foarte repede, iar dacă avionul pătrunde în norii suprarăciți, avînd pe el un strat fin (aproape invizibil) de brumă, format în aerul rece, peste acesta se depune brusc gheață opacă masivă. Dacă în norii pe care-i traversează, picăturile de apă au dimensiuni egale, pe avion se formează un strat uniform de gheață transparentă și netedă. Situația apare în mod frecvent (mai ales vara în norii convectivi), cînd în nori temperatura este cu puțin sub 0°C (—1° ... —3°). Dacă în nori picăturile de apă au dimensiuni diferite, se formează o combinație de gheață sticloasă și gheață granulară neregulată.

O altă situație periculoasă se întîmplă iarna, cînd avionul zboară sub norii din care cade ploaie suprarăcită. Prin înghețarea ploii pe părțile superioare ale planurilor se formează brusc gheața ca poleiul. Deși

depunerea de gheață nu este atît de groasă (1 cm/cm² pentru o ploaie care dă 10 mm/oră), ea acoperă însă suprafețe mari, adesea planul întreg, din care cauză este imposibil ca avionul să navigheze timp mai îndelungat în ploaia formată din picături suprarăcite, mai ales la temperaturi cuprinse între 0° și —10°C.

Iarna, situațiile cele mai frecvente de givraj se întîlnesc în norii *Stratocumulus*, deoarece aceștia se întind adesea ca un strat neîntrerupt peste regiuni vaste ; fiind situați la niveluri joase, temperaturile din interiorul lor sînt favorabile producerii givrajului.

9.5. INDICAȚII GENERALE PENTRU DETERMINAREA ZONELOR DE GIVRAJ

Zonele de givraj periculos însoțesc de obicei suprafețele de discontinuitate (frontale). Iarna, givrajul mai puternic în straturile inferioare este asociat cu fronturile mai vechi destrămate, cu părți frontale în regiunile anticiclonice și în șeile barometrice. Lățimea zonei periculoase este de 50—100 km, iar limita superioară a givrajului depășește rar 1 000 m. Mai periculoase sînt fronturile ascuțite care se deplasează lent, deoarece, la trecerea lor, în sistemul de nori *Altostratus-Nimbostratus* se pot produce nori *Cumulonimbus*, favorabili givrajului spontan, puternic.

Cu cît picăturile de apă sînt mai mari, curenții verticali mai puternici și norul mai dens, cu atît este mai mare probabilitatea formării de gheață limpede în nori, mai ales în regiunile muntoase, unde mișcările verticale sînt mai intense.

Căderea de ploi continue din norii situați la temperaturi sub 0° este un semn sigur că în ei se va produce givraj.

Givraj important se poate forma numai în norii constituiți din picături de apă suprarăcită, pe cînd în cei în care predomină cristale de gheață, el este neînsemnat. După aspectul exterior, deosebirea dintre norii constituiți din picături de apă și cei în care predomină cristalele de gheață se poate face astfel :

— norii de gheață sînt mai subțiri și deseori au aspectul de aer cețos mai accentuat, marginile lor fiind pîcloase ;

— norii constituiți din picături de apă sînt bine delimitați, în special atunci cînd sînt dezvoltați ; marginile și vîrfurile pîcloase indică transformarea lor în nori de gheață.

În interiorul norilor *Cirrus*, *Altostratus* și *Altocumulus*, situați la temperaturi sub —12°, givrajul nu este puternic.

Norii *Stratus* și *Stratocumulus* au rareori o grosime mai mare decît 1 000 m, cu deosebire deasupra terenurilor ridicate. Dacă la nivelul inversiunii la care se formează acești nori temperatura depășește 0°, depunerile de gheață formate pe avion se vor topi sau cel puțin nu vor crește. Totuși, în regiunea cu temperaturi negative în interiorul unei mase noroase situată la baza unei inversiuni, givrajul este de temut mai ales în apropierea izotermei de 0°.

Cînd în stratul de aer de la sol, temperatura este cuprinsă între 0° și —15°, se va putea produce givraj în nori, mai puternic pînă la înălțimea de 3 km, mai ales în norii groși frontali; dacă la sol, temperaturile sînt sub —15°, givrajul în nori este slab.

Formarea de chiciură sau căderea de lapoviță sau de măzăriche la sol indică posibilitatea givrajului în nori.

În regiunile muntoase, pericolul givrajului crește în partea situată în vînt a muntelui și devine mai puțin important în partea de sub vînt.

În cazul depunerii de polei din ploaie suprarăcită, cînd la sol temperatura este cuprinsă între —1° și —3°, zona periculoasă de givraj se întinde de obicei pînă la o înălțime maximă de 800—1 000 m.

9.6. RECOMANDARI PENTRU EVITAREA PERICOLULUI GIVRAJULUI

Hotărîtor pentru înlăturarea pericolului givrajului este evitarea zonelor în care este posibilă producerea lui, iar atunci cînd s-a produs, mijlocul cel mai sigur pentru a scăpa de acest pericol este părăsirea cît mai grabnică a zonei.

Condițiile meteorologice care determină formarea givrajului sînt foarte complexe. Din această cauză este greu să se formuleze reguli general aplicabile asupra locului producerii și intensității fenomenului, chiar atunci cînd din analiza situației meteorologice se poate deduce că în anumiți nori sau în anumite sisteme noroase există condiții de givraj.

De aceea, evitarea pericolului de givraj depinde în mare măsură de experiența — bazată pe cunoștințele meteorologice — și de abilitatea pilotului.

Pentru evitarea situațiilor de givraj se recomandă următoarele:

9.6.1. **Înainte de zbor și la decolare** să se examineze în amănunțime situația generală atmosferică rezultată din analiza hărților sinoptice de la sol și din altitudine, precum și condițiile meteorologice prevăzute pentru regiunea sau pe ruta de zbor. Se vor analiza cu deosebire: structura frontală, tipul și repartiția pe orizontală și pe verticală a straturilor de nori (în special norii frontali, cei datoriți instabilității și din regiunile muntoase), temperatura, poziția izotermelor de 0°, de —10° și —20° și variația acestora la trecerea fronturilor, zonele de precipitații, caracteristicile terenului etc.

Să nu se decoleze cu gheață sau zăpadă pe elice, aripi, coadă, deoarece se poate forma gheață mai ales între aripi și eleroane, ceea ce înrăutățește brusc condițiile de pilotare a avionului la decolare și poate accelera depunerea unui nou strat de gheață la intrarea avionului în nori. De asemenea să nu se decoleze cu gheață ca bruma pe aripi și pe coadă; atunci cînd avionul se scoate din hangarul încălzit în aerul umed sau cețos, la temperaturi sub 0°, el trebuie curățit cu grijă, deoarece adesea depozitul de gheață nu se vede.

Să nu se încălzească motorul în ceață sau aer cețos, atunci cînd temperatura este apropiată de 0°, căci se poate forma gheață pe elice, aripi și stabilizator, înapoia curentului elicei.

Să nu se decoleze atunci cînd cade zăpadă umedă sau lapoviță, deoarece, la pătrunderea în nori, pe avion se poate depune un strat gros de gheață.

La decolare să nu se treacă în viteză peste băltoacele de pe teren, atunci cînd temperatura este apropiată de 0°, căci împroșcarea cu apă poate forma gheață pe aripi, stabilizator, frînă sau pe trenul de aterizaj.

Să nu se frîneze brusc avionul pe pista acoperită cu gheață.

Să nu se decoleze atunci cînd situația meteorologică indică formarea de gheață pe ruta de zbor, dacă avionul nu este prevăzut cu degivranți.

Pe timp de iarnă, avionul se ține în hangar încălzit, iar atunci cînd este adus pe teren să se acopere aripile și motorul ; în timpul cînd zăpada este spulberată, să se astupe tubul Pitot. Gheața nu se înlătură niciodată cu apă caldă, căci ea îngheață din nou, producînd condiții și mai grele de givraj.

Iarna ca și vara, benzina trebuie să se filtreze prin piele de căprioară sau prin separator, căci particulele de apă pot îngheța în conducte în timpul decolării.

9.6.2. **În timpul zborului.** La intrarea în nori să se urmărească termometrul avionului care indică temperatura părților lui frontale ; posibilitatea formării givrajului începe atunci cînd temperatura devine negativă.

Pentru a sesiza începutul givrajului să se supravegheze obiectele filiforme sau cu diametrul mic, ca : sîrmele și stîlpul antenei, muchiile, colțurile etc., căci acestea se acoperă mai intens cu gheață decît suprafețele portante ale avionului.

În timpul zborului prin zona de givraj cu un avion care are o gamă mare de viteze să se țină seama de raportul dintre temperatura aerului și viteza de zbor. În straturile inferioare ale atmosferei, unde zonele de givraj se întîlnesc de obicei la temperaturi pînă la —10°, creșterea vitezei de zbor pînă la 600—700 km/oră asigură în majoritatea cazurilor eliberarea de gheață a avionului. În straturile superioare ale troposferei însă, unde în norii *Cumulonimbus* givrajul se poate produce la temperaturi mai coborîte, creșterea vitezei de zbor poate conduce la intensificarea givrajului.

Atunci cînd a început depunerea de gheață pe avion nu trebuie luată o hotărîre pripită de schimbarea rutei de zbor sau de înapoierea la aeroport ; mai întîi, navigatorul trebuie să se convingă cît de periculos este fenomenul, continuînd cîteva minute zborul prin zona de givraj.

Dacă pe ruta de zbor, între 600 și 2 000 m, s-a observat givraj moderat sau puternic, dar omogen, aceasta indică prezența norilor *Stratus* sau *Stratocumulus*, legați de un strat de inversiune de temperatură. În acest caz, soluția cea mai bună este străbaterea norilor în sus.

Dacă intensitatea givrajului se modifică brusc, de la slabă la puternică, înseamnă că în regiunea de zbor există nebulozitatea neomogenă a norilor *Cumulonimbus*; de obicei se resimt și scuturături. În aceste cazuri este recomandabil să se continue zborul, fără a schimba ruta și să se folosească periodic dispozitivele de degivrare. Străbaterea norului în sus este posibilă numai cînd se cunoaște înălțimea limitei superioare a norilor.

Dacă s-a produs givraj, iar limita superioară a norului în care se zboară este relativ joasă, aparatul trebuie ridicat în aerul lipsit de nori. O altă alternativă este de a coborî sub nori pînă la nivelul la care temperatura depășește 0°C. Iarna însă, cînd în timpul căderii unei ploi suprarăcite se formează gheață pe planuri, să nu se zboare sub nori, ci să se treacă în aerul cald din care cade ploaia. Dacă norul din care cade ploaia este dens și pe avion se poate observa începutul depunerii de gheață limpede, pericolul este mai mare și nu trebuie pierdut nici un moment pentru a ieși din zonă. Primejdia este cea mai mare atunci cînd givrajul este observat în același timp cu ploaia sau cu lapovița. De aceea nu este recomandabil să se zboare prin ploaie sau prin zăpadă umedă, atunci cînd la nivelul zborului temperatura este apropiată de 0°C. De asemenea se va evita zborul prin nori sau prin ploaie la temperaturi ale aerului cuprinse între 0° și —15°.

În zona fronturilor calde se întîlnesc straturi întinse de nori aproape orizontali, a căror bază, în apropierea frontului este joasă și care, cu îndepărtarea de front, se ridică. Givraj mai intens se întîlnește în imediata apropiere a suprafeței frontale, unde norul principal este *Nimbostratus*. Avionul care intră în această zonă poate evita pericolul, trecînd din aerul cald de deasupra frontului în cel rece de dedesubt.

Vîrfurile norilor prefrontali, în toate anotimpurile, se găsesc în regiuni cu temperatura sub 0°; în aceste regiuni, depunerea de gheață este mai slabă, mai ales atunci cînd din nori cad precipitații. Dacă terenul este accidentat, situația devine mai grea, deoarece baza norului poate fi mai joasă decît obstacolul; givrajul se formează mai repede și este mai puternic, mai ales dacă la sol temperatura este sub 0°. În asemenea cazuri singura manevră posibilă este zborul deasupra obstacolului.

Fronturile reci, în general, nu sînt asociate cu pături extinse și neîntrerupte de nori, ci cu nori fragmentați, prin care se poate trece repede. Acești nori sînt însă de tipul convectiv, în care curenții ascendenți puternici transportă picăturile de apă în regiunile cu temperatura sub 0°; de aceea, în partea superioară a norilor persistă pericolul givrajului.

În norii în care se produce givraj să se zboare cît mai orizontal, deoarece atunci cînd avionul este în poziție înclinată, de coborîre, depunerea de gheață sub aripi și fuzelaj va fi mai mare; chiar dacă ulterior avionul își redobîndește poziția orizontală, depozitul de gheață va

fi diferit față de acela care s-ar fi format la întîlnirea cu norul în zborul orizontal.

În condiții de givraj nu este recomandabil zborul paralel cu fronturile atmosferice; traversarea să se facă perpendicular pe frontul de-a lungul căruia există o zonă de givraj, în locul cel mai îngust, imediat sub nivelul de zero grade al aerului cald.

În zonele cu precipitații de lungă durată și cu condiții de ploaie suprarăcită, zborul să se facă deasupra sistemului noros, iar în interiorul lui, la înălțimea de 6—7 km. Străpungerea norului să se facă înaintea zonei cu precipitații, acolo unde plafonul norilor este peste 2 km, căci norul fiind mai subțire, givrajul este mai slab.

Zborul extensiv în norii *Stratus* din care cade burnița care îngheață trebuie evitat, întrucît se produce o acumulare considerabilă de gheață; de asemenea se va evita zborul la nivelurile situate sub punctul de îngheț al norilor *Cumulus* formați în aerul umed.

În norii stratiformi de sub inversiunea de temperatură este mai preferabil să se zboare la înălțimile la care temperaturile sînt sub —9° decît în zonele cu temperaturi cuprinse între —9° și 0°.

În norii situați la temperaturi negative, scuturăturile puternice sau mișcările ascendente intense sînt semne prevestitoare ale unui givraj periculos. Se recomandă evitarea unei înnourări mari, asociată cu o convecție intensă.

Cu gheață pe avion nu este recomandabil să se ia înălțime prea repede și să se facă viraje bruște.

La turboreactoarele aflate la înălțimi mari, givrajul se poate produce nu numai atunci cînd există picături suprarăcite, ci și ca urmare a concentrațiilor mari, a fulgilor de zăpadă sau a cristalelor de gheață. În aceste situații, avionul trebuie să se elibereze de givraj, să iasă din nori, îndreptîndu-se în sus (dacă navigatorul cunoaște înălțimea limitei superioare a norilor) sau să zboare lateral.

În jumătatea rece a anului se recomandă o mare precauție în timpul coborîrii și la aterizarea turboreactoarelor, deoarece viteza relativ mică de zbor, neasigurînd o suficientă încălzire cinetică, favorizează producerea givrajului intens și spontan la străbaterea norilor suprarăciți situați în stratul inferior al troposferei, la înălțimea de 2—3 km.

9.7. UNELE EFECTE ALE DEPUNERILOR DE GHEAȚĂ ASUPRA AVIOANELOR ȘI MIJLOACELE DE A LE PREVENI SAU ÎNLĂTURA

Gheața depusă pe aripi și suprafețele expuse (planuri, ampenaje) modifică forma acestora, din care cauză se modifică și circulația aerului. Apar forțe suplimentare, care producînd vibrația consolelor aripilor și ampenajului complică conducerea avionului, iar dacă givrajul este puternic se poate ajunge la deteriorarea părților izolate ale avionului.

Deformarea profilului fileului de aer de către gheața depusă pe bordul de atac are ca urmare pierderea de înălțime, iar interferența

curenților de aer care trec peste suprafețele neregulate ale gheții de pe aripi și fuzelaj determină creșterea înfrînării, fapt care mărește rezistența frontală și micșorează forța ascensională.

De asemenea, gheața depusă pe planuri mărește greutatea avionului și îi schimbă centrul de greutate ; acest lucru conduce la descreșterea stabilității și creează pericolul de cabrare sau de cădere a avionului.

Formarea gheții pe aripi reduce coeficientul de ridicare și-l mărește pe cel de înfrînare, efectele depinzînd de localizarea gheții. Cînd depunerea de gheață se localizează în regiunea de scurgere laminară a fileului de aer se înregistrează pierderea maximă a eficienței aerodinamice. Depunerea localizată în fața bordului de atac are un efect mai neînsemnat asupra caracteristicilor aerodinamice ale aparatului.

Situația cea mai periculoasă este aceea cînd gheața se formează pe suprafața superioară a aripii, mai înapoi de bordul de atac.

Picăturile mai mari au un efect mai important decît cele mici, căci neînghețînd imediat, după atingerea avionului, o parte din ele se pot prelinge pe aripă, unde se solidifică pe o suprafață mai mare, formînd gheață sticloasă.

Pentru prevenirea pierderii de înălțime, dacă aparatul nu este prevăzut cu un degivrant pneumatic la aripi, este bine ca pilotul să-l conducă înapoi la cel mai apropiat aerodrom, întreținînd viteza cu mult deasupra celei normale de aterizare. Dacă avionul are degivrant la aripi, atunci cînd se formează gheața, acesta se folosește periodic pentru a preveni formarea de îngrămădiri de gheață.

În cazul creșterii înfrînării este necesar să se recurgă la o putere mai mare a motorului, pentru a întreține viteza avionului deasupra punctului de pierdere a stabilității ; în cazul acesta să se aterizeze la cel mai apropiat aeroport, evitînd virajele la înălțimi mici.

Givrajul elicei se produce neuniform. La început, gheața se depune pe butucul elicei, apoi pe pale. Cantitatea de gheață se micșorează de la bucșa elicei spre capătul palelor, căci acestea — datorită frecării cu aerul — se încălzesc neuniform, capetele mai puternic, iar părțile de lîngă butuc mai puțin. Aceasta are ca urmare dereglarea simetriei palelor, urmată de trepidarea motorului, căci gheața rămîne pe unele pale, iar de pe altele este azvîrlită. Rotirea elicelor, unele cu gheață, iar altele fără, creează asimetrie în forțele centrifuge și aerodinamice ale acestora și, ca urmare, vibrații puternice și o reducere a eficienței lor pînă la 20%, ceea ce face necesară folosirea întregii puteri disponibile a motorului.

În cazul givrajului elicei, o schimbare de turație poate arunca gheața de pe ele. De obicei, aceasta se întîmplă atunci cînd grosimea gheții este de circa 10 mm. Dacă zgomotele respective se aud după mai puțin de 10 minute de zbor prin nori, aceasta dovedește că avionul se găsește în zona givrajului intens. Acest semnal are o importanță considerabilă în zborul de noapte. La avioanele echipate cu degivranți lichizi pentru elice, fluidul trebuie să fie pompat înainte ca avionul să

intre în condiții de givraj, curentul de fluid trebuind să fie menținut pînă ce avionul trece de zona depunerii de gheață.

Givrajul carburatorului determină pierderea puterii motorului. Micșorarea puterii motorului și chiar oprirea lui se pot produce chiar la temperaturi pozitive (pînă la +15°) din cauza scăderii bruște a temperaturii în carburator prin evaporarea combustibilului și destinderea aerului. Începutul givrajului este semnalat de scăderea arbitrară a presiunii la admisie.

Givrajul tuburilor de admisie (tub Pitot) poate scoate din funcție vitezometrul, variometrul și alte instrumente conexate cu suprafața statică a tubului Pitot.

Givrajul parbrizului și al ferestrelor are ca urmare scăderea vizibilității, uneori la cîteva secunde după ce se intră în zona de depunere de gheață. Pe parbriz, gheața se depune repede și formează o crustă opacă, mai ales la temperaturi cuprinse între 0° și —10°. Dacă la ieșirea din zona de givraj, temperatura continuă să rămînă sub 0°, gheața nu se înlătură.

Pot givra și geamurile interioare, dacă în cabină temperatura este de 0°. Gheața aderă chiar pe cadranele instrumentelor de bord.

10. FENOMENE ORAJOASE (ORAJE), VIJELII, TROMBE, GRINDINĂ

10.1 FENOMENE ORAJOASE

Fenomenele orajoase includ un ansamblu de fenomene vizuale și auditive sub forma de fulgere și tunete. Întrucît aceste două elemente sînt mai curînd rezultatul decît cauza fenomenului orajos, definiția mai completă a acestuia este : *complex de nori însoțit de fulgere și tunete sau numai de tunete.*

Trăsăturile principale ale fenomenelor orajoase sînt :

— producerea de curenți verticali puternici și mai ales succesiunea neregulată a curenților ascendenți și descendenți, manifestată prin „scuturături" și turbulență însemnată ;

— fenomene accesorii, ca : descărcări electrice, precipitații sub formă de averse, grindină, vînturi puternice, vijelii și trombe, givraj.

Pentru dezvoltarea fenomenelor orajoase este necesar ca în atmosferă să se creeze o anumită stare de instabilitate, iar aerul cald și umed sub acțiunea unui impuls puternic, să fie forțat să se ridice repede în înălțime deasupra nivelului de condensare. După natura impulsului, fenomenele orajoase pot fi de natură :

— termică (de insolație sau locale) ;
— frontală ;
— orografică.

În fenomenele orajoase locale, impulsul aerului cald este provocat de curenții de convecție cauzați de încălzirea prin insolație a straturilor inferioare ale atmosferei (convecție termică locală în timpul contrastului maxim de temperatură între suprafața solului și aer). Frecvența maximă a acestor fenomene orajoase este vara, în cursul după-amiezelor pe uscat, iar pe mare, noaptea. Ele se dezvoltă și se sting aproape în același loc, apar dezordonat sau încep într-un focar de unde apoi se propagă (de exemplu, un deal, de la care se răspîndesc pe povîrnișuri) și se deplasează cu vînturile de la înălțimi mijlocii. Atunci cînd

se deplasează deasupra solului dezgolit, se întețesc, iar cînd trec peste suprafețe mai reci (lacuri, rîuri, păduri, mări) slăbesc sau dispar ; izolat, ele sînt însoțite de vînturi în rafale și de grindină.

Un fenomen orajos de *natură termică* este format dintr-o serie de celule individuale distincte, mai mult sau mai puțin legate între ele. În general, fenomenul orajos este lung de 30—35 km și larg de 10—15 km. El conține 4—6 celule independente și turbulente, fiecare din ele fiind înconjurată de un brîu îngust (larg de 1—2 km) neturbulent, în care se observă nori de diverse tipuri. Structura celulelor nu este similară ; unele dintre ele constau numai dintr-un curent ascendent, iar altele din curenți ascendenți și descendenți sau numai din curenți descendenți. Precipitațiile și alte elemente sau fenomene caracteristice orajelor urmează în mod strîns structura celulelor și reflectă, pînă la o mare extindere, stadiile lor de dezvoltare.

Ciclul vieții unei celule corespunde cu a norului *Cumulonimbus*, format prin convecția termică.

Impulsul fenomenelor orajoase frontale este determinat de activitatea frontală, datorită căreia aerul cald este forțat să se ridice deasupra celui rece (ascensiune mecanică).

Asemenea fenomene se produc în tot cursul zilei și al nopții, în orice anotimp, nu au caracter local, ci urmează o linie mai mult sau mai puțin continuă, care se întinde pe distanțe mari.

În cazul trecerii fronturilor calde, norii orajoși se formează în interiorul sistemului de nori *Altostratus-Nimbostratus*. În asemenea cazuri, norii, cu tot aspectul lor specific de pînze continue, capătă caracter de *Cumulonimbus*.

În cazul trecerii fronturilor reci, formarea fenomenelor orajoase se datorește forțării aerului cald de a se ridica repede deasupra unei pene de aer rece, care pătrunde cu o mare intensitate sub aerul cald. Fenomenele orajoase produse astfel sînt cele mai violente și adesea însoțite de vijelii și grindină.

Fenomenele orajoase *orografice* se formează în partea masei de aer care urcă panta muntelui. Ele sînt favorizate de asperitățile terenului, iar radiația solară intensifică acțiunea, ceea ce face ca ele să rămînă staționare.

10.1.1. **Formarea norului Cumulonimbus.** Un nor *Cumulonimbus* termic, de la apariție pînă la împrăștiere, trece prin trei stadii care se succed :

— stadiul de formare și de dezvoltare a norului *Cumulus*, caracterizat prin curenți ascendenți ;

— stadiul matur al norului *Cumulonimbus*, caracterizat prin prezența curenților ascendenți și descendenți, cel puțin în jumătatea inferioară a norului, și prin căderea de averse ;

— stadiul de împrăștiere a norului, caracterizat prin curenți descendenți predominanți.

Formarea și dezvoltarea norului *Cumulus* depinde de umezeala aerului ascendent și de stabilitatea atmosferei. Dacă aerul ascendent nu

este suficient de umed, iar atmosfera deasupra nivelului de convecție este stabilă, se formează norii *Cumulus humilis*.

În stadiul de *Cumulus humilis*, curenții principali sînt cei ascendenți (viteza mijlocie 5 m/s), simetrici față de o verticală dusă prin centrul norului. Cei mai puternici curenți ascendenți se găsesc către vîrful norului și la sfîrșitul stadiului. Caracteristic pentru acești nori este lipsa precipitațiilor. Totuși, în ei se formează picături de apă care însă se evaporă în stratul de aer nesaturat de sub nor.

Cînd există condiții favorabile, norii *Cumulus* cresc repede atît în sens vertical, cît și în cel orizontal, sau mai mulți nori se contopesc într-unul mai mare. Norul *Cumulus humilis* trece astfel în stadiul de *Cumulus congestus* (fig. 99). Cîteodată, în jurul buclelor sau turnurilor de *Cumulus congestus* se formează văluri fibroase *(pileus)* iar după cîtva timp, vîrful norului se rupe.

În norii *Cumulus congestus* predomină curenți ascendenți bine dezvoltați (15—20 m/s). O dată cu aceștia apar și curenți descendenți, însă mai slabi, aceștia predominînd mai ales în aerul liber de sub nori. Picăturelele de apă se contopesc, formînd picături mai mari, care sînt antrenate de curenții ascendenți puternici. Cînd norul atinge grosimi mari (3—5 km), picăturile ating asemenea dimensiuni încît curentul ascendent nemaiputîndu-le ține în suspensie, încep să cadă prin părțile norului unde curenții ascendenți sînt mai slabi ; dacă nu se evaporă în stratul de aer de sub nor ating solul sub formă de picături mari și rare. Începutul căderii picăturilor marchează începutul stadiului de *Cumulonimbus* și a producerii curenților descendenți. În timpul trecerii norului *Cumulus* în *Cumulonimbus*, turbulența devine maximă, mai ales atunci cînd se produce creșterea verticală, puternică, a norului. Curenții ascendenți și descendenți adiacenți produc scuturături puternice, mai ales la margini, avionul putînd pierde înălțime sau să fie aruncat în sus. În același timp, vizibilitatea este rea (10—20 m). De aceea este preferabil ca zborul să se facă fie deasupra norilor, fie între norii separați, mult în zona curenților slabi descendenți, luîndu-se înălțime.

În stadiul de trecere de la *Cumulus* la *Cumulonimbus*, mișcările ascendente ale aerului sînt maxime, pînă ce tot norul *Cumulus* se transformă în *Cumulonimbus*. Viteza curenților ascendenți crește treptat de la nivelul de condensare convectivă și devine maximă la vîrful norului. Acești curenți sînt însoțiți de curenți descendenți mai slabi (care încep să înfrîneze curenții ascendenți). În interiorul norului se produc vîrtejuri care au ca rezultat formarea de bucle (adesea cu aspect de conopidă) în partea lui superioară ; în aceste regiuni predominînd picături de apă suprarăcită, se întîlnesc condiții periculoase de givraj.

Stadiul de Cumulonimbus. Formarea norului *Cumulonimbus* este esențial legată de o stare specială a atmosferei, caracterizată printr-o instabilitate convectivă în altitudine (starea atmosferei în care gradientul de temperatură este astfel distribuit, încît ridicarea aerului va avea ca rezultat final o condiție instabilă a atmosferei), care dispare după trecerea fenomenului orajos. Instabilitatea cuprinde un strat gros din atmosferă, vîrful stratului instabil putînd atinge tropopauza, iar

nivelul convecției situîndu-se la înălțimea de 6—7 km. Începînd de la baza norului, aerul este accelerat și duce la viteze verticale considerabile (care pot depăși 40 m/s), pînă ce se atinge un strat stabil; în acest mod, norul crește mult, vîrful lui putînd atinge tropopauza (10—12 km).

Pînă la nivelul de îngheț, norul este constituit din picături de apă de diferite dimensiuni. Vîrful norului depășind cu mult acest nivel, picăturile de apă antrenate în această parte a norului îngheață, iar pe cristale continuă depunerea și înghețarea picăturilor de apă. Se formează astfel fulgi de zăpadă, grindină sau măzăriche.

Trecerea de la norul *Cumulus* la *Cumulonimbus* se face în două etape: în prima etapă, trecerea la stadiul de înghețare se observă prin structura mai puțin precisă a vîrfului norului, care pare să fumege, devine cețos și se îmbracă cu un văl ușor, mătăsos; este etapa de *Cumulonimbus calvus* (planșa XIX); în etapa următoare, structura fibroasă îmbracă o mare parte a norului, al cărui vîrf îngheață. Norul se transformă în *Cumulonimbus capillatus* (planșa XX). Adesea, vîrful lui se lățește, luînd aspect de nicovală *(Cumulonimbus incus)* (planșa XXI). Lățirea norului se datorește unei inversiuni de temperatură la baza stratului stabil, în care norul nu mai poate pătrunde. Norul se mișcă în direcția în care se întinde nicovala. O dată cu slăbirea curenților ascendenți, nicovala se separă de vîrful norului și se poate mișca mai departe, sub formă de *Cirrus spissatus cumulogenitus*.

Particulele de gheață formate la vîrful norului în creștere nu mai pot fi menținute de curenții ascendenți și atunci ele cad prin nor, timp în care cresc prin colectarea picăturilor suprarăcite întîlnite în drumul lor. Ajungînd în regiunile cu temperaturi pozitive, cristalele de gheață crescute astfel se topesc și cad sub formă de ploaie, sau, dacă nu au avut timp să se topească, sub formă de grindină sau de măzăriche (fig. 91). O dată cu începerea precipitațiilor se dezvoltă curenți descendenți puternici. Ei sînt cu atît mai puternici, cu cît ploaia este mai intensă, însă mai slabi decît cei ascendenți, viteza lor putînd atinge 10—15 m/s. La început, ei se întîlnesc la niveluri joase și se extind apoi orizontal și în sus, împreună cu zona de ploaie.

10.1.2. **Structura norului Cumulonimbus.** În partea anterioară (frontală) a norului se produce o ascensiune puternică de aer cald (viteza 25—30 m/s), însoțită de o descendență a aerului rece, care coboară din nor împreună cu precipitațiile și se împrăștie sub el ca un evantai. Curentul descendent este însoțit de scăderi de temperatură. În această parte a norului, într-un interval scurt de timp, avionul poate să piardă din înălțime cîteva sute de metri sau să fie aruncat în sus.

La sol, la limita dintre curenții ascendenți și descendenți, apar cîteodată rafale puternice și nori de praf. În partea anterioară și cea mai joasă de la marginea norului și la limita dintre acești curenți apar vîrtejuri cu axă orizontală, care formează nori în rulouri, astfel că baza norului se arcuiește și seamănă cu norul *Nimbostratus (Cumulonimbus arcus)* (planșa XXIII). Uneori, aceștia coboară pînă aproape de sol și sînt însoțiți de vijelii.

În interiorul norului orajos și în norii din fața celui principal, între aerul ascendent și cel descendent se produce turbulență puternică (maximă între 3 și 7 km, unde vitezele verticale sînt cele mai mari), care determină creșterea generală a norilor în partea anterioară a feno-

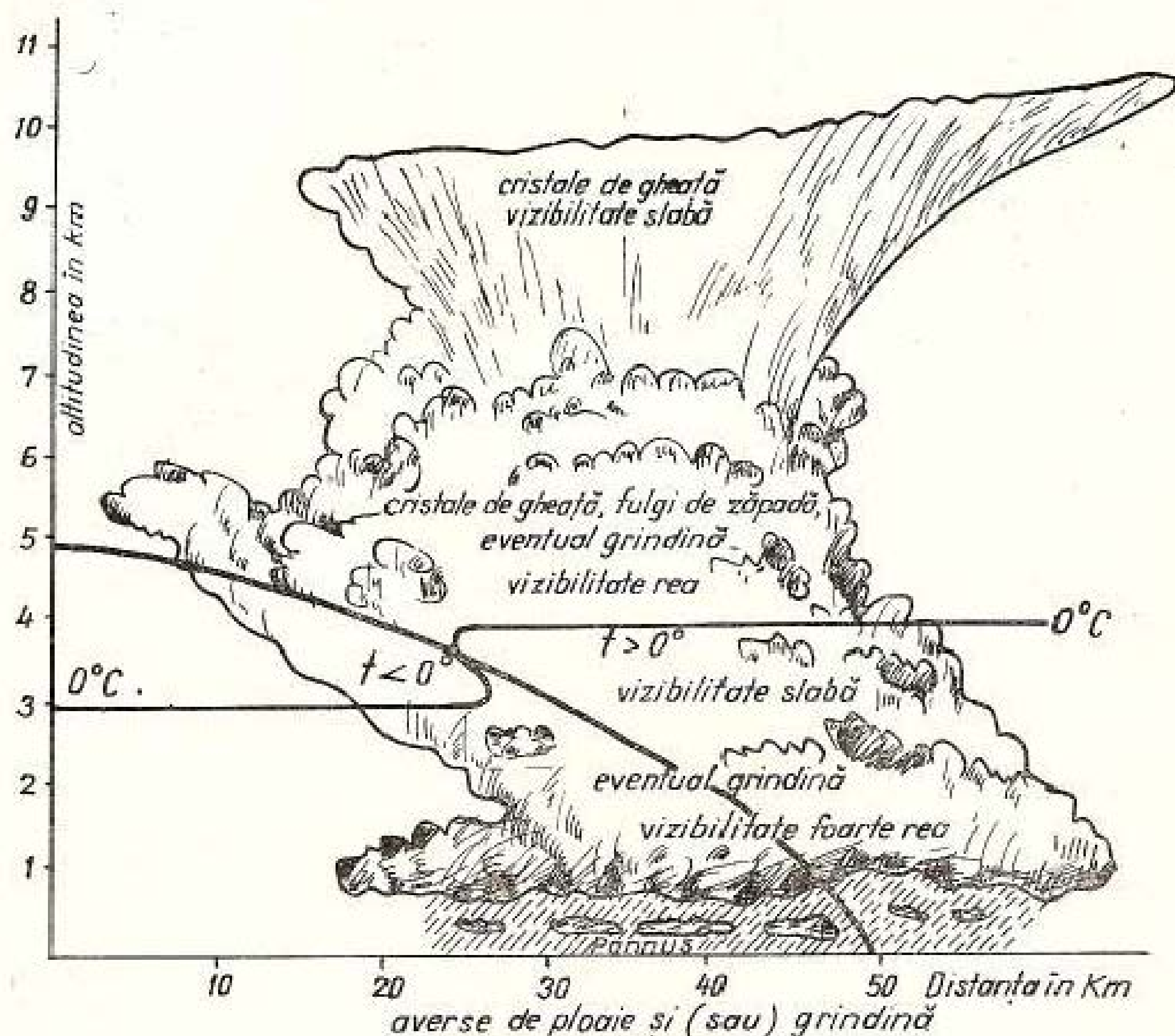


Fig. 91. — Structura norului *Cumulonimbus.*

menului orajos. Aceste mișcări turbulente sînt vizibile pentru observatorul de la sol sub forma unor fragmente de nori sfîșiați care se mișcă ca niște vîrtejuri dedesubtul masei principale noroase. Dacă mișcările turbulente sînt puternice se pot rupe porțiuni din părțile inferioare ale norului, care apoi atîrnă de masa lui principală sub formă de mameloane sau pungi *(Cumulonimbus mamma).*

În partea posterioară a norului predomină curenți descendenți. Amestecul acestora cu aerul nesaturat are ca urmare ridicarea plafonului norului și apoi risipirea lui.

La vîrful norului predomină mișcări ascendente.

Formarea nicovalei la vîrful norului *Cumulonimbus* arată că acesta a ajuns la o dezvoltare maximă, după care începe destrămarea lui treptată. Ploaia cuprinde întreaga jumătate inferioară a norului, din care cauză se dezvoltă curenți descendenți, pe cînd cei ascendenți slăbesc. O dată cu diminuarea precipitațiilor slăbesc și curenții descendenți și, ca urmare, dispare și perturbarea vîntului la sol. Curenții ascendenți de la vîrful norului slăbesc și ei treptat, apoi norul însuși se fragmentează, mai ales la partea inferioară.

Norul *Cumulonimbus* este originea multor nori care apar în partea posterioară a maselor mari orajoase. Porțiunile mai înalte ale norului pot forma mase compacte de *Cirrus* denși, pe cînd cele inferioare pot produce straturi groase de nori *Altocumulus* sau *Stratocumulus*.

10.1.3. **Variația elementelor meteorologice la trecerea fenomenelor orajoase.** Trecerea fenomenelor orajoase este însoțită și de unele variații în mersul unor elemente meteorologice, a căror intensitate depinde de gradul de dezvoltare și de intensificare a fenomenului orajos.

În cazul cînd fenomenele orajoase nu sînt însoțite de vijelii, variațiile elementelor meteorologice sînt slabe și se manifestă astfel :

Presiunea atmosferică. Înainte de apariția fenomenului orajos, presiunea scade, mai accentuat la apropierea norului orajos. În momentul producerii fenomenului orajos, presiunea atmosferică crește repede, după care urmează imediat o scădere și apoi o oscilație neregulată. După trecerea fenomenului orajos, presiunea rămîne aproape constantă, însă mai ridicată decît înainte de producerea lui.

Temperatura. Înainte de apariția norului orajos, temperatura aerului este ridicată, iar o dată cu producerea primelor rafale și a picăturilor de ploaie începe să scadă.

Umezeala relativă. Înainte de apariția fenomenului orajos, umezeala este coborîtă ; în timpul producerii fenomenului, ea crește din cauza evaporării ploii și a scăderii temperaturii, iar după trecerea lui scade din nou.

Vîntul. Înainte de apariția norului orajos, vîntul slăbește treptat pînă la calm. La trecerea norului, el își schimbă direcția, mărindu-și în același timp intensitatea, iar după trecerea fenomenului orajos se reîntărește și suflă din direcția inițială.

Precipitațiile urmează în mod strîns aranjamentul celulelor din care este constituit un fenomen orajos și reflectă stadiile lor de dezvoltare.

Prima ploaie care atinge solul dintr-o celulă nou formată este limitată la o zonă de cîțiva km². Apoi, concomitent cu dezvoltarea celulei, zona de ploaie se întinde o dată cu extinderea orizontală a curentului descendent cu care este asociată.

În stadiul de împrăștiere a celulei, zona de ploaie se stinge, pe cînd aerul rece continuă să se împrăștie.

Sub o celulă în mișcare, zona de ploaie înaintează aproximativ cu iuțeala acesteia, din care cauză durata ploii moderate sau a aversei dintr-o singură celulă poate varia de la cîteva minute — în cazul unei celule slabe — pînă la o oră, la cele active.

Intensitatea maximă a ploii se înregistrează în mod frecvent, la un interval de 2—3 minute după ce prima ploaie măsurabilă din celulă atinge pămîntul, putînd rămîne foarte puternică, de obicei timp de 5—15 minute.

10.1.4. Descărcările electrice în atmosferă. Într-un nor orajos (fig. 92), distribuirea mai frecventă a sarcinilor electrice rezultă din

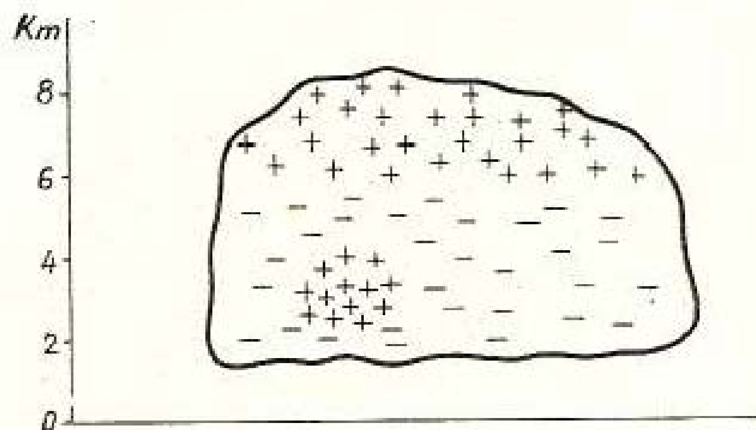


Fig. 92. — Structura electrică a norului orajos.

două procese diferite: unul asociat cu prezența cristalelor de gheață, limitat către părțile superioare ale norului, unde temperatura este cu mult sub punctul de îngheț (între —10° și —20°), iar celălalt, în regiunile norului, unde temperatura fiind peste 0°C predomină picăturile de apă.

În partea superioară a norului se găsește o zonă principală cu sarcini pozitive, iar în regiunea centrală, unde temperaturile sînt puțin sub 0°C, se găsește regiunea principală cu sarcini negative.

Către baza norului, în regiunile cu temperaturi peste 0°C, se găsește o zonă locală cu sarcini electrice pozitive, încrustată în regiunea cu sarcini negative. Această zonă locală cu sarcini pozitive are o întindere mică orizontală și este plasată mai ales în centrul zonelor de precipitații și fulgere.

Formarea și separarea sarcinilor electrice într-un nor orajos au ca urmare crearea, între punctele separate ale norului, între nori sau între nor și suprafața Pămîntului, a unor mari diferențe de potențial care uneori pot depăși sute sau chiar mii de volți/m.

Datorită acestor diferențe de potențial iau naștere descărcări electrice luminoase sub formă de scînteie.

Descărcarea electrică luminoasă care se produce în interiorul aceluiași nor sau între nori diferiți, fără a atinge suprafața Pămîntului, se numește *fulger*.

Dacă descărcarea electrică luminoasă se produce între un nor și suprafața Pămîntului sau între nori și obiectele de pe sol, fenomenul electric se numește *trăsnet*.

Zgomotul care însoțește descărcarea electrică sub formă de fulger sau de trăsnet poartă denumirea de *tunet*.

Ansamblul acestor descărcări electrice care însoțesc formarea și dezvoltarea norilor orajoși constituie *fenomenul orajos*.

Fulgerul. De cele mai multe ori, fulgerul se observă sub formă liniară (fulger liniar). El este format dintr-un fascicul de benzi subțiri, strălucitoare, adesea ramificate sau sinuoase, care se succed la intervale foarte scurte de timp (sutimi sau miimi de secundă). Datorită persistenței imaginilor pe retina ochiului, succesiunea acestor benzi dă impresia unei fîșii continue. Adesea, fulgerul pare a fi format dintr-un trunchi principal cu mai multe ramuri, toate producîndu-se instantaneu. Lungimea benzii vizibile a fulgerului liniar este de 2—3 km, uneori mai mare (fugerul între nori poate atinge lungimea de 15—20 km), iar diametrul de 15—40 cm.

Trăsnetul se compune din mai multe impulsuri care se succed foarte repede (la intervale de 0,02—0,7 secunde). În general, el nu cade din nori, ci scînteia luminoasă se propagă de jos în sus către nor.

Fulgerul sferic sau globular se poate observa în timpul descărcărilor electrice violente, mai ales după un fulger puternic. Acest fenomen, foarte rar (mai frecvent în regiunile muntoase), se prezintă sub forma unui glob luminos, adesea alungit ca o pară și avînd dimensiuni de la cîțiva zeci de centimetri pînă la cîțiva metri, care coboară din nor. El se mișcă lent în atmosferă și persistă de la cîteva fracțiuni de secundă pînă la cîteva minute, după care dispare brusc, producînd o explozie însoțită de un zgomot mai puternic sau mai slab.

Fulgerul difuz (plan) îl formează descărcarea electrică dirijată în sus, care cuprinde o mare parte a norului. Datorită acestei descărcări, întreaga parte superioară a norului se luminează, luînd un aspect difuz.

Fulgerul în mătănii este format dintr-o succesiune de mici fulgere globulare.

Fulgerul în formă de rachetă este compus dintr-o trenă, al cărei capăt foarte luminos se mișcă repede între nori și pămînt sau numai între nori. Ea lasă o urmă luminoasă asemănătoare unei rachete sau a unei stele căzătoare.

Descărcările în efluvii cuprind un complex de descărcări electrice luminoase care se produc pe proeminențe ascuțite atunci cînd tensiunea cîmpului electric din atmosferă devine foarte mare. Aceste fenomene se observă pe timp orajos, iar uneori cu mult înainte de dezvoltarea acestuia. Ele sînt vizibile mai ales pe crestele ascuțite ale stîncilor, pe vîrfurile copacilor, pe antenele de radio ale avioanelor, pe catargele navelor sau pe acoperișurile ascuțite ale caselor, iar în regiunile muntoase chiar pe capetele oamenilor și animalelor. Aceste descărcări electrice se prezintă ca niște raze luminoase, care pornesc din vîrful ascuțit și se împrăștie sub formă de pămătuf sau de cunună luminoasă (de unde și denumirea de *focul Sf. Elm)*. Fenomenul este însoțit de pocnete asemănătoare celor care se produc atunci cînd se piaptănă părul uscat.

10.2. VIJELII

Vijelia este fenomenul caracterizat prin intensificarea bruscă și în general de scurtă durată a vitezei vîntului și prin schimbarea direcției acestuia. În cîteva minute, vîntul care mai înainte era aproape calm sau sufla din direcții nehotărîte, își schimbă brusc direcția și o dată cu aceasta își mărește considerabil viteza, care poate depăși 100 km/oră.

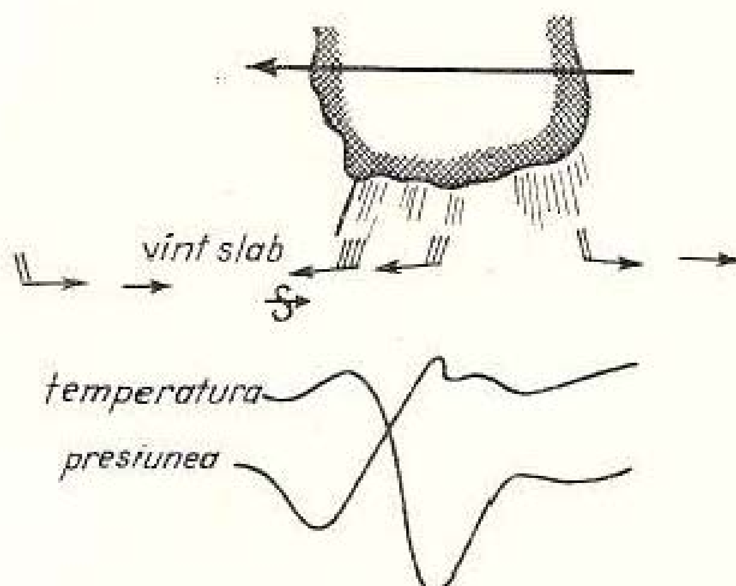


Fig. 93. — Variația elementelor meteorologice la trecerea vijeliei.

Schimbarea și intensificarea vîntului sînt însoțite de variații ale altor elemente meteorologice (fig. 93) și anume :

— un salt brusc de presiune, precedat de o scădere lentă și progresivă, iar după trecerea vijeliei, o creștere mai lentă, presiunea reluîndu-și în general mersul normal ;

— o scădere bruscă de temperatură, precedată de o creștere anormală cu cîteva ore mai înainte care însoțește scăderea presiunii. La sfîrșitul vijeliei, scăderea temperaturii este mai lentă și adesea se produce o reîncălzire ;

— creșterea bruscă a umezelii relative, datorită în parte scăderii temperaturii ;

— nori caracteristici de vijelie, care sînt formați dintr-o masă puternică, foarte întunecată, care prezintă în interiorul ei contraste puternice de culoare albastră-neagră. Această masă este precedată de nori sub formă de rulouri întunecate, care, sub efectul perspectivei, par arcuiți *(Cumulonimbus arcus)*. Acești nori sînt precedați de fragmente noroase care se detașază alb pe fondul întunecat al masei principale. Înapoia norului întunecat se observă o perdea cenușie, mai clară, produsă de ploaie. În fruntea norului de vijelie *(A)* începe saltul brusc al vîntului și al presiunii (fig. 94). La întîlnirea curentului ascendent *(A)*

cu cel descendent *(D)* se produc vîrtejuri de praf *(D')*. Între cei doi curenți de sens contrar *(S)* se produc mișcări turbionare, care dau naștere la fragmente de nori ce prezintă mișcări asemănătoare vîrtejurilor. Grosimea norului orajos nu depășește 4—5 km, pe cînd lungimea lui poate fi de zece ori mai mare. Schimbarea bruscă a direcției vîntului se

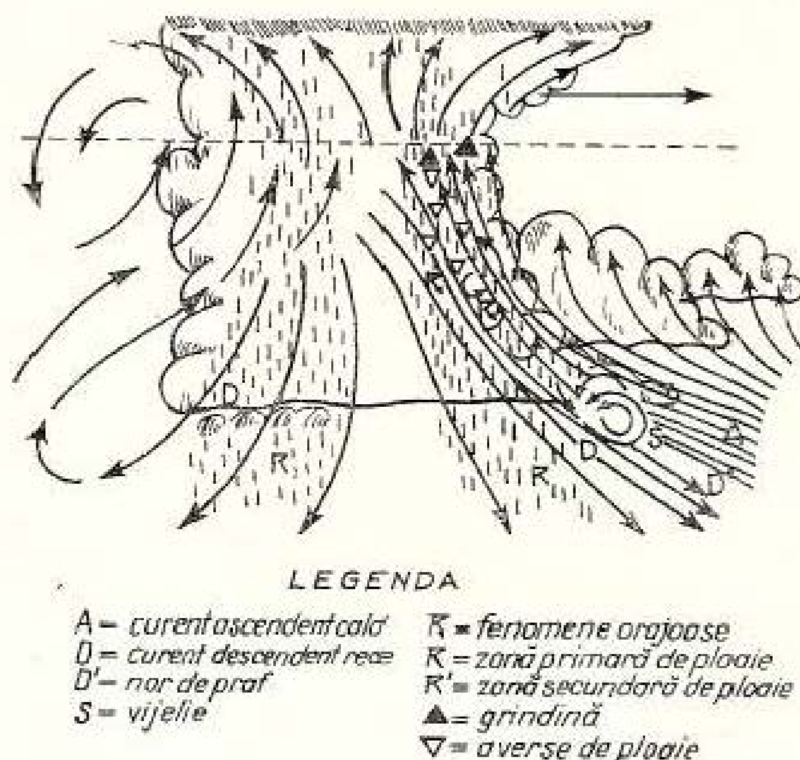


Fig. 94. — Structura norului de vijelie.

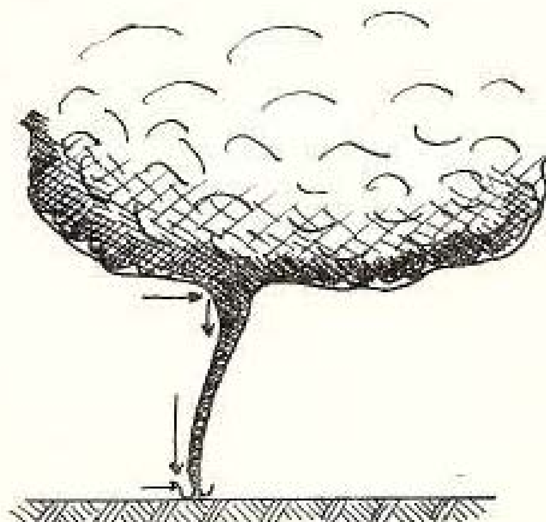
produce în momentul saltului de presiune și atunci cînd norul orajos se află deasupra capului. În același moment se produce și creșterea bruscă a vitezei vîntului, care suflă în rafale (ce pot atinge viteze considerabile) separate prin intervale de calm relativ ce poate depăși 10—15 minute. După trecerea vijeliei, vîntul revine la direcția sa inițială sau la o direcție ceva mai la dreapta față de cea inițială și suflă mai regulat.

De obicei, vijeliile sînt asociate cu trecerea fronturilor reci și se produc în zone cu o dezvoltare maximă a instabilității convective. Elementul esențial în formarea lor este existența a doi curenți convergenți, avînd temperaturi și umezeli diferite (curent cald de la S sau SE, curent rece de la V sau NV). Contrastul de temperatură dintre cei doi curenți este mare și crește mult în timpul zilei datorită insolației. Aerul cald este antrenat puternic în sus, iar în același timp se produce coborîrea celui rece. În acest moment, vîntul capătă o viteză foarte mare, datorită accelerației dobîndite de aerul care coboară și a iuțelii cu care se ridică aerul cald, forțat de cel rece. Banda de nori *Cumulonimbus* care se întinde de-a lungul suprafeței ce separă cei doi curenți cu proprietăți diferite formează, în mod uzual, o linie continuă care se mișcă o dată cu frontul

de vijelie (direcţia de înaintare a curentului de aer rece); astfel, de-a lungul suprafeţei care separă cele două mase de aer se va produce o linie de vijelii, care adesea se întind pe distanţe de sute de kilometri, într-o bandă largă de cîţiva kilometri.

Intensitatea vijeliei creşte o dată cu creşterea contrastului de temperatură şi a saltului vîntului, de care este legat saltul de presiune.

Viteza maximă a vîntului în timpul vijeliilor este superioară celei cu care se deplasează acestea. Ea depinde de valoarea creşterii bruşte a presiunii, care, la rîndul ei, este legată de înălţimea masei reci; masa de aer rece, pe măsură ce înaintează, se întinde pe suprafeţe mai mari şi pierde din energia sa (viteza maximă a vîntului în rafale se poate calcula din formula $V = 51 \cdot 7 \sqrt{\Delta_p}$ km/oră, în care Δ_p este saltul de presiune).



Uneori, vijeliile se mai pot forma sub norii *Cumulonimbus* datoraţi convecţiei termice, atunci cînd stratificarea aerului umed este foarte instabilă. Ele sînt determinate de mişcarea ascendentă intensă a aerului cald în partea frontală a norului şi de cea descendentă de nor, provocată de precipitaţii.

10.3. TROMBE

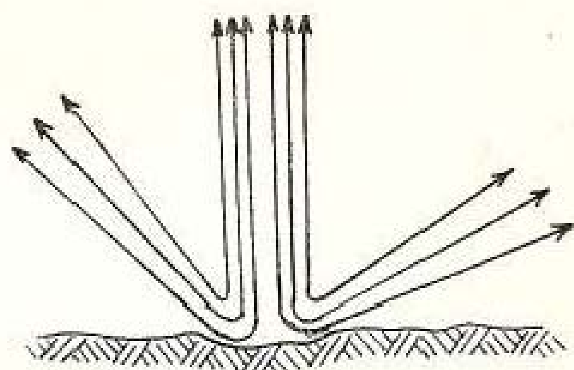


Fig. 95. — Trombă de uscat.

Tromba (fig. 95) este un vîrtej cu ax vertical, de dimensiuni orizontale mici (20—100 m deasupra mării şi 200—1 000 m pe uscat), în care viteza mişcării turbionare este însă considerabilă, putînd depăşi 500 km/oră, iar vitezele verticale 40—50 m/s. Forţa centrifugă produce o scădere puternică de presiune în centrul vîrtejului, din care cauză praful şi sfărîmăturile sînt aspirate sau smulse de pe sol; tromba capătă astfel aspectul unui con negru, sinuos (trompă de elefant), care se întinde de la sol pînă la baza norilor. Rarefierea puternică produsă de forţa centrifugă, cauzează de asemenea o considerabilă răcire a aerului.

Presiunea într-o trombă devine atît de coborîtă (30 mm), încît geamurile exterioare se pot sparge şi chiar case întregi se pot distruge din cauza presiunii mai ridicate din interiorul acestora.

Trombele se dezvoltă din vîrtejurile de nori *(arcus)* de la baza unui *Cumulonimbus*. În aceste vîrtejuri dezvoltîndu-se viteze considerabile ale vîntului, norul se încovoaie în jos, luînd forma unei pîlnii sau trompe de elefant care se întinde către sol. Scăderea puternică de presiune din centrul vîrtejului aspirînd obiecte, face ca partea inferioară a trombei să fie vizibilă.

Trombele pot izbi suprafața solului într-un punct și apoi sări la o distanță oarecare, înainte de a atinge iarăși suprafața solului, ceea ce face ca drumul lor să fie neregulat. Ele se mișcă cu vîntul predominant, deplasarea lor depinzînd de legătura dintre vînturile de la sol și cele de la înălțime; vînturile puternice la înălțime și slabe la sol vor cauza deplasarea înainte a porțiunii superioare a trombei și deci ridicarea ei de la sol, pe cînd vînturile din altitudine, avînd aproximativ aceeași viteză cu cele de la sol, vor cauza o durată prelungită a trombei și o intensitate mare a ei. Viteza lor de deplasare este, în general, de 30—60 km/oră.

Trombele de apă sînt analoge celor de uscat, avînd însă o violență mai mică. Din fragmentele de nori joși *(arcus)* se desprinde un vîrtej, astfel că norul se extinde de sus în jos, avînd aspectul unei pîlnii neregulate, din care coboară un nor sub formă de tub (diametrul 5—10 m). La capătul tubului, apa începe să se rotească în vîrtej în sensul invers acelor ceasornicului; se ridică un nor care se mișcă în vîrtej din această zonă în sus, către tub, cu care apoi se unește, dînd astfel trombei aspectul ei caracteristic. În alte cazuri, tuburile nu ajung pînă la suprafața apei, ci după ce coboară pînă la 200—300 m de ea, sînt retrase în norii de deasupra. O trombă completă se manifestă timp de 5—10 minute, apoi se rupe la o înălțime de aproximativ 100 m, partea dinainte a tubului fiind trasă în sus, pe cînd cea inferioară dispare în aerul înconjurător.

10.4. GRINDINA

Grindina se formează ca rezultat al înghețării și creșterii ulterioare a unor picături mari, suprarăcite, din norii convectivi, care, deși ating dimensiunea picăturilor de ploaie, nu se desprind din nor înainte de a îngheța. Transportul unor asemenea picături mari înghețate de către curenții ascendenți puternici înspre regiunile superioare ale norului, unde predomină zăpadă și picături de apă suprarăcită, determină creșterea lor. Nucleele de grindină astfel formate, dacă sînt susținute de un curent ascendent puternic (sau de o serie de curenți ascendenți), pot crește foarte mult. În timpul căderii lor ulterioare prin nor, particulele de gheață captează și îngheață pe ele picăturelele întîlnite în drum, astfel că mărimea lor crește. Transportul în sus și în jos al particulelor de gheață face ca pe ele să se adauge noi straturi de gheață și astfel acestea ajung să atingă asemenea dimensiuni, încît curenții ascendenți din interiorul norului neputînd să le mai susțină, le lasă să cadă la suprafața Pămîntului sub formă de bucăți de gheață — grindina.

Picăturile mai mici din nor, care nu au putut crește repede și care în ridicare depășesc eventual nivelul de îngheț, formează măzăriche, zăpadă sau cristale de gheață.

Adesea grindina este constituită din straturi alternative de gheață limpede și opacă (în general 5 straturi, putînd însă ajunge pînă la 20).

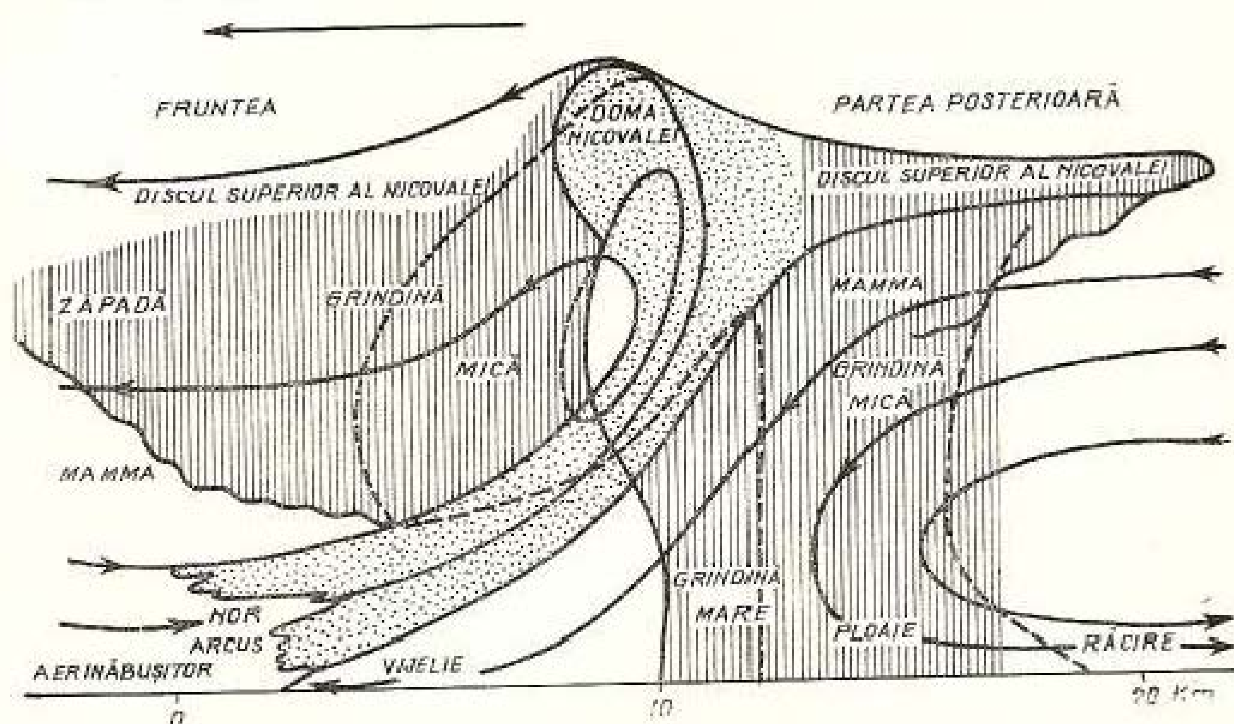


Fig. 96. — Curenți de aer într-un nor orajos cu grindină puternică.

Această structură în straturi nu apare la toate grindinile, unele fiind compuse în întregime din gheață limpede sau opacă.

Boabele de grindină obișnuite au diametrul de 2—3 cm, dar ele pot fi și mai mari, chiar și de mărimea unei portocale. Mărimea boabelor este aproximativ proporțională cu viteza curentului ascendent, care trebuie să fie mare (fig. 96). Astfel, de exemplu, pentru susținerea grindinii de diferite mărimi sînt necesare următoarele viteze limită ale acestor curenți : pentru grindina cu diametrul de 25 mm, viteza de 22 m/s, pentru cea cu diametrul 50 mm, 31 m/s, iar în cazul cînd grindina are diametrul 75 mm, curentul ascendent necesar a o susține trebuie să aibă o viteză de 40 m/s. Viteza de cădere este de asemenea importantă, depășind uneori 50 m/s în cazul grindinei cu raza de peste 5 cm.

Grindina limpede (transparentă) se formează în porțiunile inferioare ale norului, unde temperaturile sînt doar puțin sub punctul de îngheț și unde conținutul în apă lichidă este foarte ridicat.

Grindina cu aspect opac se formează în porțiunile superioare ale norilor orajoși, acolo unde conținutul în apă lichidă este scăzut și temperaturile cu mult sub punctul de îngheț (sub —15°).

10.5. ZBORUL ÎN ZONELE CU FENOMENE ORAJOASE

În zonele cu fenomene orajoase, zborul prezintă greutăți mari și uneori pericole, mai ales în norii orajoși și în apropierea lor unde turbulența este puternică; precipitațiile, grindina, givrajul și descărcările electrice, asociate cu acești nori, pot de asemenea îngreuia zborul.

La sol, avioanele parcate sau ancorate pot suferi din cauza vîntului puternic, a vijeliilor, a trăsnetului, a grindinii, iar precipitațiile torențiale pot face aerodromul impracticabil.

Iată de ce în timpul producerii fenomenelor orajoase, în general, trebuie evitat zborul prin norii cu dezvoltare verticală sau în imediata lor apropiere.

Atunci cînd trebuie să se traverseze o regiune afectată de fenomene orajoase este necesar ca înainte de zbor să se examineze situația atmosferică și să se precizeze zonele de pe rută unde sînt de așteptat aceste fenomene, felul (locale, frontale) și pe cît posibil intensitatea lor. În timpul zborului se va urmări cu atenție starea cerului, pentru evitarea întîlnirii pe neașteptate cu un nor orajos.

În cursul zborului, un fenomen orajos poate fi evitat prin:

— ocolirea norilor orajoși;

— zborul la 600—800 m deasupra vîrfului norilor;

— în cazuri excepționale, zborul sub nori, dacă poate fi menținută altitudinea de aproximativ 1 000 m deasupra terenului celui mai înalt, cu toate că sub nori se întîlnește turbulență, ploaie și uneori grindină.

Dacă totuși nu se poate evita zborul prin norii orajoși se recomandă următoarele:

— să se zboare în jurul izotermei de 0°C, evitîndu-se zonele unde fulgerele sînt mai frecvente;

— să se aleagă spațiile libere dintre nori, pentru evitarea pericolului pătrunderii în zonele cu turbulență puternică; zona se traversează în regiunile cu precipitații slabe, în sens orizontal;

— în zona cristalelor de gheață de la vîrful norilor, ca și în apropierea nivelului de îngheț, descărcările electrice sub formă de efluvii fiind indicatorii producerii fulgerelor, să se izoleze antenele aparatelor de radio. Pentru avioanele metalice perfect izolate, riscul de a fi trăsnite este mic; pericolul este însă mare la aterizare, dacă aparatele nu sînt prevăzute cu firul de pămînt.

10.5.1. **Zborul prin fenomenele orajoase locale (de căldură).** Fenomenele orajoase avînd un caracter local, zborul nu prezintă prea mare greutate, navigatorul putînd găsi spații libere printre norii orajoși. Regiunile cu turbulență puternică (scuturături) în stratul de sub norii orajoși se determină după vîrtejurile de praf provocate de intensificarea bruscă a vîntului la apropierea fenomenului, mai ales în zonele cu sol dezgolit. Dacă fenomenele orajoase sînt mai pronunțate, turbulența se poate întinde de la sol pînă la vîrful norilor; ea este mai slabă la

exteriorul norilor, unde predomină mișcările descendente. Deasupra norilor, zborul este liniștit, fiind însă mai complicat atunci cînd în afară de *Cumulonimbus* există și alți nori care-i maschează. În asemenea cazuri, zborul se poate face la înălțimi mari și mijlocii, acolo unde este posibilă ocolirea norului orajos.

Zborul prezintă greutăți mai mari atunci cînd masele de aer vin dinspre mare spre uscatul încălzit; fenomenele orajoase care iau naș-

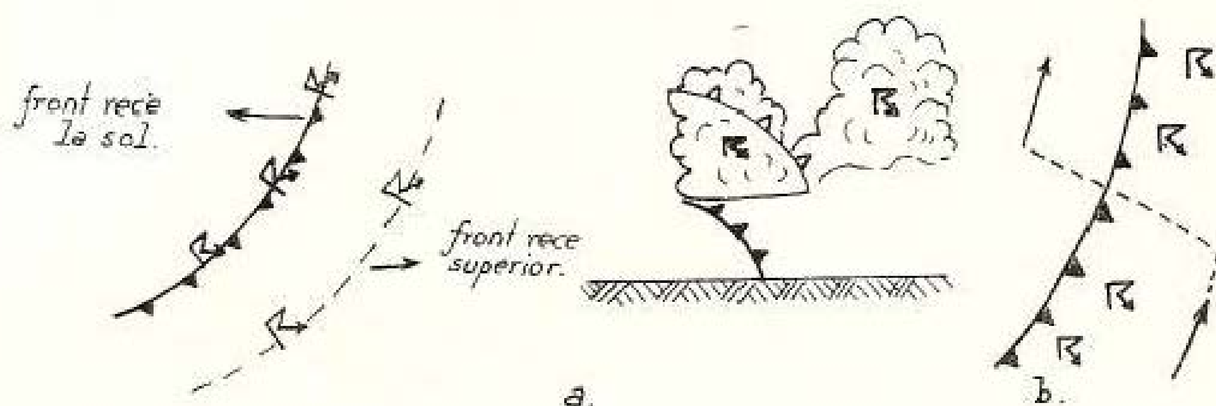


Fig. 97. — Fenomene orajoase asociate cu frontul rece: *a* — schema; *b* — traversarea.

tere în asemenea condiții se deplasează cu viteze mari (peste 30 km/oră) și deseori sînt însoțite de vînturi puternice la sol și în înălțime. În asemenea cazuri este necesar să se țină seama de deplasarea lor.

10.5.2. **Zborul prin fenomenele orajoase asociate cu fronturile reci.** Apariția acestor fenomene depinzînd de ridicarea activă, mecanică, a aerului cald de către o pană de aer rece care înaintează, este strîns legată de frontul rece de la sol; ele se observă mai ales la niveluri joase (spre deosebire de cele asociate cu frontul cald), au o violență mare, se întind pe suprafețe vaste ca un zid neîntrerupt și sînt însoțite deseori de vijelii (spre deosebire de cele locale).

Aceste fenomene orajoase se produc într-o zonă largă, de aproximativ 50 km, și lungă de sute de kilometri de-a lungul frontului rece. În această zonă, fenomenele orajoase sînt foarte puternice în tot cursul zilei și nopții și în orice anotimp; ele pot forma, de-a lungul frontului, o zonă orajoasă continuă (linie de vijelii), ca un zid neîntrerupt de nori *Cumulonimbus*, gros de aproximativ 80 km și înalt de 10 km, care adesea ocupă întreaga troposferă. Din această cauză, zborul în aceste regiuni este practic imposibil (navigatorul nemaiputînd controla avionul). Fronturile reci de la sol, care produc asemenea fenomene, sînt precedate în mod frecvent de un front rece superior, care se mișcă înaintea frontului rece de la sol (fig. 97*a*), mai ales în cazul fronturilor reci rapide și marcate printr-o discontinuitate puternică a vîntului (talveguri depresionare). De-a lungul limitei celor două sisteme de vînturi (limită a cărei intersecție cu suprafața terestră formează linia de vijelii), întinsă numai pînă la cîteva sute de metri deasupra solului, se produce schim-

barea pronunțată și violentă a direcției vîntului și creșterea intensității sale ; dacă limita de separație este înclinată mai abrupt, de-a lungul ei se produce o convecție locală care dă naștere unui vîrtej vertical, care atunci cînd se întinde pînă la suprafața Pămîntului formează trombe.

Linia de vijelii se deplasează în aceeași direcție și aproximativ cu aceeași viteză ca talvegul.

Fenomenele orajoase asociate cu fronturile reci se mișcă în general spre NE, de obicei cu vînturile superioare și cu viteză mai mare ca frontul rece (30—50 km/oră), putînd apărea la distanțe apreciabile de front. Ele se deplasează mai repede noaptea și deasupra mării decît ziua și deasupra uscatului.

Zborul este periculos în toate zonele afectate de aceste fenomene, căci curenții verticali sînt puternici și pot cauza formarea de grindină ; vîrfurile norilor orajoși ating niveluri înalte (10—12 km), cîteodată într-o mare parte a troposferei, iar turbulența, chiar sub nori, este puternică ; zonele de ploaie asociate cu aceste fenomene orajoase au lărgimi importante și sînt însoțite de plafoane joase și vizibilități scoborîte. De asemenea, în liniile de vijelii se produc variații rapide de presiune, din care cauză altimetrul trebuie reglat în permanență. De aceea, potrivit posibilităților, este de preferat să se evite traversarea fronturilor reci, mai ales vara și cu deosebire în cursul după-amiezelor.

Totuși, atunci cînd este necesar să se traverseze frontul rece, pentru evitarea pericolului se recomandă următoarele :

— traversarea să se facă repede și perpendicular pe linia frontului, deoarece acesta are o lățime de numai cîțiva zeci de kilometri (fig. 97*b*) ;

— zidul de nori *Cumulonimbus* nu este în general continuu pînă la vîrful lor, astfel că la traversarea frontului să se caute spațiile libere care asigură zborul la înălțimi de 5—6 km ;

— în sectoarele calde ale ciclonilor, în imediata apropiere a frontului rece, dacă aerul cald este instabil, în timpul orelor calde ale zilei se formează adesea, pe neașteptate, fenomene orajoase puternice ; acestea se întind pe o bandă lată de 200—300 km în fața frontului rece. În această zonă, turbulența este puternică, iar norii orajoși, care se deplasează cu o viteză mare, sînt însoțiți de vijelii, de furtuni de praf, de grindină și chiar de trombe. În aceste zone este necesar să se zboare deasupra norilor, însă nu mai jos de 600—800 m față de vîrful acestora ;

— cînd nu poate fi evitat zborul printr-o linie de vijelii este preferabil ca el să se facă în partea marginală a norului decît în spațiile mici, libere, care pot exista între nori, turbulența fiind mai puternică de-a lungul spațiilor libere ; dacă spațiul fără nori este mai gros de 1 km, vitezele verticale, aproape de centrul spațiului, nu sînt atît de mari încît să împiedice zborul, astfel că se poate trece repede prin el ; zborul în apropiere sau sub norul de vijelie este foarte periculos, mai ales din cauza curenților descendenți care pot determina pierderea de înălțime a avionului. Pericolul se datorește și schimbării bruște a direcției vîntului, care poate afecta sustentația avionului, iar dacă la aceasta

se adaugă și mișcările turbionare, aparatul poate fi antrenat într-o mișcare descendentă puternică ;

— norii *Cumulonimbus* care însoțesc trecerea unui front rece, formînd mase puternice, sînt vizibili de la distanță, astfel că pot fi ocoliți sau trecuți pe deasupra.

10.5.3. **Zborul prin fenomenele orajoase asociate cu frontul cald.** În cazurile cele mai frecvente, fenomenele orajoase asociate cu frontul



Fig. 98. — Fenomene orajoase asociate cu frontul cald.

cald se formează în norii *Altostratus-Nimbostratus*, astfel că precipitațiile care cad din acești nori se combină cu cele ale fenomenelor orajoase ; aceasta are ca urmare coborîrea plafonului norilor, scăderea vizibilității și givraj. Aceste fenomene sînt împrăștiate la sute de kilometri în zona de precipitații dinaintea frontului cald, formînd o linie aproape paralelă cu frontul de la sol (fig. 98). Pot apărea pe neașteptate și se produc atît ziua, cît și noaptea, deoarece sînt independente de încălzirea diurnă. Mai frecvent apar toamna și primăvara, mai rar iarna și numai ocazional vara. Fenomenele orajoase asociate cu frontul cald sînt mai puțin violente decît alte tipuri de fenomene orajoase frontale.

Baza norilor orajoși coincide de obicei cu suprafața frontală, din care cauză zborul sub nori, în aerul rece de sub frontul cald, este în general liniștit, în afara cazurilor cînd cad ploi torențiale sau grindină. În asemenea condiții, deasupra terenurilor neaccidentate, pentru evitarea turbulenței este preferabil să se zboare sub nori. În regiunile muntoase, baza norilor atinge vîrful munților, din care cauză zborul se face în condiții grele. Dacă însă și aerul rece este instabil, norii orajoși apar și sub suprafața frontală, avionul putînd intra pe neașteptate în ei.

10.5.4. **Zborul prin fenomenele orajoase orografice.** Aceste fenomene apar mai des pe versantul muntelui expus vîntului. Deoarece turbulența este intensificată prin cea mecanică, apărută la trecerea curentului de aer deasupra lanțului muntos, iar baza norilor este mai joasă, zborul în aceste condiții este greu, norii trebuind să fie ocoliți la o înălțime de siguranță sau trecuți pe deasupra.

11. TURBULENȚA

Aerul din atmosferă fiind un mediu mobil, numai rareori mișcările lui sînt regulate (laminare) și liniștite. De obicei, în atmosferă au loc mișcări dezordonate sau *turbulente*, caracterizate prin ascendențe și descendențe ale aerului; schimbarea bruscă a direcției și a vitezei curentului de aer conduce la formarea de vîrtejuri dezordonate. Mișcările turbulente (turbulența) se manifestă prin șocuri dese și mărunte (scuturături), care se succed unele după altele, atunci cînd curenții ascendenți se repetă la intervale scurte sau prin șocuri rare, dar puternice pe verticală (ascendente și descendente); în această situație, avionul este aruncat în sus și în jos cu zeci și sute de metri, șocurile fiind cu atît mai puternice, cu cît se zboară mai repede prin aerul turbulent.

Zonele turbulente întîlnite în cursul zborurilor cuprind, în majoritatea cazurilor, regiuni limitate; straturile turbulente au o grosime care de obicei nu depășește 300—600 m și se extind orizontal pe o lungime de 60—80 km. Totuși sînt cazuri în care turbulența poate cuprinde straturi mai groase (2—3 km), cu mare întindere orizontală, care, uneori, depășește 1 000 km. În general, cu cît turbulența este mai intensă, cu atît grosimea și extinderea stratului turbulent este mai mică. De asemenea, zonele turbulente nu sînt continue, ci alternează cu cele în care zborul este liniștit ca spațiu și ca timp, astfel că în aceeași regiune se poate întîmpla ca ele să nu mai fie întîlnite de un avion la un interval scurt de timp după semnalarea lor în regiunea respectivă.

Turbulența se observă foarte des în straturile inferioare ale troposferei, pînă la înălțimea de 3 km; ea slăbește în straturile mai înalte și se intensifică din nou în apropierea tropopauzei.

11.1 CARACTERISTICILE TURBULENȚEI

Turbulența se datorește unor cauze termice (turbulența determinată de convecția termică) sau dinamice (turbulența mecanică).

11.1.1. **Turbulența termică** se formează ca urmare a încălzirii neuniforme locale a suprafeței solului sau a frecării produsă la limita a

doi curenți ascendenți, avînd direcții și viteze diferite. Ea creează condiții favorabile pentru scuturături și șocuri ale avionului în partea inferioară a troposferei, gradul de turbulență crescînd cu variația rapidă a vitezei vîntului, cu înălțimea și cu stratificarea instabilă a atmosferei. Zborul în condiții de turbulență are loc cu deosebire deasupra suprafețelor neomogene, cu alternanțe de arături, păduri, bazine cu apă etc. La zborurile sub 400—500 m se remarcă intensificarea scuturăturilor deasupra cîmpurilor proaspăt arate, pădurilor, terenurilor cu sol uscat. O influență importantă o are orografia ; deasupra munților, scuturăturile și tangajul avionului apar mai înainte decît la șes, fiind mai puternice pe versanții expuși la soare. În cazul cînd aerul este umed și instabil, o dată cu formarea și creșterea norilor cu dezvoltare verticală *(Cumulus, Cumulonimbus)*, turbulența se resimte uneori în toată grosimea troposferei atît în nori, cît și sub nori, ca și în intervalele dintre nori. Zona turbulentă este de obicei mai mare decît aria secțiunii norului la nivelul dat. Intensitatea turbulenței depinde de stadiul de dezvoltare al norilor convectivi ; turbulența cea mai puternică se întîlnește în zona norilor *Cumulonimbus calvus*, slăbind în stadiul de *Cumulonimbus capillatus*. Deasupra norilor *Cumulonimbus*, zona turbulentă este groasă (200—300 m deasupra vîrfului norilor), atunci cînd aceștia sînt în stadiul de dezvoltare. Contrastul dintre vitezele verticale ale curenților din interiorul și exteriorul norilor fiind foarte puternic, atunci cînd se intră în norii *Cumulus* mari sau *Cumulonimbus*, turbulența poate fi foarte violentă.

În norii cu dezvoltare verticală, turbulența cea mai slabă se întîlnește imediat deasupra bazei și vîrfului norilor, iar cea mai puternică, aproape de nivelul de îngheț. De aceea, dacă nu este posibil să se ocolească asemenea nori sau să se zboare la o oarecare înălțime deasupra lor se recomandă ca zborul să se execute cît mai aproape de baza lor și cu viteză cît mai mică.

Dacă aerul instabil este uscat, curenții de convecție pot produce turbulență puternică, pe timp cu cer senin, pînă la 3—4 km înălțime. Acest fel de turbulență are un mers diurn foarte pronunțat : începe la suprafața solului în primele ore ale dimineții, se propagă treptat de jos în sus, cuprinzînd straturi mai înalte, atinge spre amiază (orele 14—15) înălțimea maximă de 2—3 km, apoi slăbește și încetează după apusul Soarelui, slăbirea ei începînd tot de la suprafața solului.

Turbulență însemnată se întîlnește în straturile de inversiune de temperatură. În asemenea straturi, ritmul de ascensiune al avionului se schimbă, el fiind supus unor izbituri atunci cînd pătrunde în stratul de inversiune. Dacă inversiunea de temperatură este puternică și la o mică distanță de sol, avionul, atunci cînd, la decolare, intră brusc într-un strat de aer mai cald, poate pierde înălțimea și viteza de zbor ; la aterizare, din cauza aerului mai greu din apropierea solului, inversiunea este străpunsă mai dificil. Din aceste cauze este recomandabil ca în situații atmosferice cu inversiuni de sol, la decolare și la luarea înălțimii să se mărească viteza avionului.

Pe timp cu cer senin sau dacă norii nu sînt groşi, zborul deasupra straturilor de inversiune este în general liniştit.

11.1.2. **Turbulenţa mecanică (dinamică)** este rezultatul vîrtejurilor produse în curentul general de aer, atunci cînd vîntul suflă transversal pe un teren accidentat sau de-a lungul unei suprafeţe de discontinuitate.

În cazul frecării de asperităţile suprafeţei solului, turbulenţa se întinde la 1 000—1 500 m înălţime, intensitatea ei crescînd cu intensificarea vîntului, cu mărirea asperităţilor solului şi cu instabilitatea aerului. Urmarea mişcărilor turbulente este producerea de vînt în rafale. În regiunile muntoase, turbulenţa este puternică atunci cînd vîntul suflă normal pe şirurile de munţi, intensitatea ei crescînd în partea de sub vînt a masivului muntos, mai ales în caz de föhn, cînd se întinde pe suprafeţe mari.

În zonele frontale, turbulenţa este însemnată şi poate cuprinde o porţiune groasă de cîteva mii de metri. La traversarea suprafeţelor frontale, avionul poate suporta scuturături, chiar şi în lipsa norilor frontali, la fel ca în straturile de inversiune de temperatură. În fronturile slabe, turbulenţa este de asemenea slabă şi se manifestă ca un simplu şoc atunci cînd se trece dintr-o masă de aer în alta. În fronturile active, însă, ea este mai intensă, mai ales atunci cînd este asociată cu cea termică, cu deosebire în zona fronturilor reci bine dezvoltate, unde se formează nori cu dezvoltare verticală *(Cumulus, Cumulonimbus)* puternici.

11.2. TURBULENŢA ÎN NORI

Deoarece formarea norilor este determinată de mişcările verticale, cele mai frecvente cazuri de turbulenţă se întîlnesc în nori. Totuşi, nu toate zborurile efectuate în nori sînt însoţite de turbulenţă, acestea depinzînd de caracterul mişcărilor verticale care condiţionează formarea norului respectiv ; dacă mişcarea verticală este slabă (cîţiva cm/m), zborul în interiorul norilor este în general liniştit. În condiţii normale de formare (mişcări ascendente slabe), suprafaţa superioară a acestor nori fiind plană şi în general bine delimitată şi neperturbată, zborul deasupra lor este de asemenea liniştit. Astfel de nori sînt tipici frontului cald *(Nimbostratus, Altostratus, Cirrostratus)*. În cazul mişcărilor verticale puternice, avînd viteze de cîţiva m/s, se formează nori cu dezvoltare verticală de tipul *Cumulus congestus, Cumulonimbus*. În aceşti nori, ca şi în norii *Altocumulus cumuliformis (castellanus, floccus)*, precum şi în norii *Cirrus* denşi din partea superioară a norilor *Cumulonimbus*, turbulenţa poate atinge intensităţi periculoase. Desimea acestor nori este mare şi neomogenă, astfel că în zborul prin ei, avionul suportă variaţii importante ale turbulenţei. Cea mai periculoasă situaţie se creează atunci cînd avionul intră în norii *Cumulonimbus*, aflaţi în stadiul dezvoltării active. Pericolul este mărit prin faptul că acest stadiu de dezvoltare a norilor este greu de prevăzut. Limita superioară a acestor nori prezintă o structură ondulată şi cu protuberanţe cu atît mai mari, cu cît dezvoltarea lor este mai mare ; astfel, zborul la o înălţime mică deasupra suprafeţei superioare a acestor nori este pertur-

bat. O situație periculoasă de turbulență se înregistrează atunci cînd în interiorul norilor *Nimbostratus* (mai rar *Altostratus*) se dezvoltă nori *Cumulonimbus*. În această parte a sistemului noros, avionul poate suferi scuturături sau șocuri puternice și cu totul neașteptate, întrucît adesea norii *Cumulonimbus* sînt mascați de *Nimbostratus*.

Turbulență puternică se poate întîlni și în norii superiori *(Cirrus, Cirrostratus)*, cu structura ondulată, în cazul cînd în interiorul lor sînt zone mai subțiri (lacunare). Sub aceste zone mai clare are loc adesea o intensificare a turbulenței. Scuturăturile în norii *Cirrus* se observă în special atunci cînd ei se formează în apropierea curenților jet *(jet-stream)*. La intrarea în astfel de nori, avionul poate suferi șocuri bruște, care uneori determină suprasarcini care ajung pînă la $\pm 0{,}8$ g.

11.3. TURBULENȚA LA MARI ÎNĂLȚIMI

Turbulența în troposfera superioară și în stratosfera inferioară se poate produce deasupra fiecărui tip de timp de la sol și de la toate înălțimile, pînă la aproximativ 15—17 km, cu cer senin sau în norii *Cirrus*. În zborurile efectuate la niveluri înalte din atmosferă, probabilitatea întîlnirii de către avion a unei turbulențe care să provoace scuturături sau șocuri puternice este, în medie, de 10—15% la zborurile pe timp senin și de circa 50% la cele prin norii *Cirrus*.

Pericolul pe care-l prezintă turbulența la mari înălțimi este determinat de faptul că, uneori, aceasta, nefiind asociată cu nori, avionul poate intra pe neașteptate în zonele turbulente. Spre deosebire de turbulența întîlnită în norii cu dezvoltare verticală, șocurile produse cînd cerul este senin, tind să aibă caracter periodic (izbituri la intervale regulate), din care cauză (curenții ascendenți și descendenți avînd aproximativ aceeași viteză) avionul nu pierde înălțimea de zbor. Viteza curenților ascendenți și descendenți este mai mică decît în norii orajoși și depășește rareori 10 m/s.

Frecvența cea mai mare a turbulenței se află la înălțimi cuprinse între 7 și 10 km, maximă la nivelul tropopauzei (8—10 km) și anume dedesubtul ei; rareori, turbulența se semnalează și deasupra tropopauzei (moderată între 13 și 15 km, în special vara), devenind mai slabă la nivelul de peste 15 km. La zborul între 8—9 km și 16—17 km, zborul poate deveni însă periculos, din cauza turbulenței datorită unui gradient puternic al vitezei vîntului. Cea mai mare frecvență se întîlnește la trecerea fronturilor reci, la 100—200 km înapoia poziției de la sol a frontului rece, iar în cazul fronturilor calde, la 300—400 km înaintea poziției de la sol a frontului cald. În general, la niveluri cuprinse între 10 și 11 km, frecvența turbulenței, în 80% din cazuri este slabă, în 16% este moderată, iar în 4% din cazuri este puternică.

Turbulența la mari înălțimi este strîns legată de curenții jet și de focarele orajoase. Din această cauză, condițiile în care se formează și particularitatea turbulenței de la nivelurile înalte din atmosferă trebuie analizate în strînsă legătură cu caracteristicile cîmpului baric de la

înălțime, cu convergența și cu divergența curenților de aer de la înălțime și cu fronturile troposferice.

În regiunea curenților jet, turbulența intensă se întîlnește în primul rînd în zonele unde există o trecere bruscă de la gradienți orizontali mari de geopotențial (temperatură) la alții mai mici, ceea ce se manifestă prin trecerea de la regiuni cu vînturi puternice la regiuni cu vînturi relativ slabe. Condițiile favorabile apariției scuturăturilor sînt create în primul rînd de gradienții orizontali mari ai vitezei vîntului, adică de așa-numitele pulsații orizontale, care pot fi laterale sau de-a lungul curentului.

Pulsațiile laterale ale vîntului sînt mult mai evidente în cazurile în care curenții jet sînt legați de fronturile troposferice reci și cvasistaționare. Turbulența, în cazul acestor pulsații, se resimte în partea ciclonică a curentului jet, adică în stînga axei lui (dacă privim în direcția curentului). În acest caz, zona de turbulență coincide de obicei cu zona vîntului relativ puternic, adică ea este situată la dreapta axei talvegului de la înălțime, lățimea acestei zone, în direcția normalei la curent, fiind de 100—150 km.

Pulsațiile vîntului de-a lungul curentului prezintă o importanță deosebită, deoarece lor le corespunde cel mai mare număr de cazuri cu turbulență puternică; totodată, majoritatea cazurilor de turbulență se observă pe timp senin. Aceste pulsații apar în curenții de aer divergenți de la înălțime, adică prin micșorarea gradienților orizontali de geopotențial (temperaturi) în direcția curentului. Deseori există o trecere a curburii izohipselor de la forma ciclonică sau rectilinie la cea anticiclonică. Pulsațiile vîntului de-a lungul curentului se formează de obicei în cazul pătrunderii, în sistemul unei depresiuni înalte, a unui nou ciclon, care provoacă bifurcarea curentului jet principal (în partea anterioară a ciclonilor tineri și foarte mobili) înaintea fronturilor calde sau în apropierea punctului de ocluziune.

În cazul pulsațiilor orizontale ale vîntului de-a lungul curentului, spre deosebire de cele laterale, turbulența se resimte cu un vînt relativ slab; cu cît divergența izohipselor este mai pronunțată și cu cît vîntul este mai puternic în zona de convergență a curentului jet, cu atît este mai probabilă producerea unei turbulențe puternice. Lățimea zonei de turbulență în aceste cazuri este de 100—150 km în direcția curentului, iar în cazul unor izohipse care diverg treptat și a unei advecții active a aerului cald, întinderea zonei poate fi de peste 1 000 km.

Pulsațiile laterale anticiclonice ale vîntului (în dreapta axei curentului jet) pot provoca o turbulență puternică, dacă aceste abateri sînt în același timp și deviații de-a lungul curentului, adică dacă coincid cu zona de divergență a curenților de aer.

În zonele cu activitate orajoasă frontală, ca și în cazurile orajelor izolate, urmate de o dezvoltare puternică a norilor *Cumulonimbus* și de intense averse de ploaie, turbulența este legată de porțiunile fronturilor deasupra cărora există o divergență bine pronunțată a curenților de la înălțime. Astfel, în zonele de divergență la înălțime, turbulența poate fi întîlnită atît pe timp senin, cît și în cazul prezenței norilor

Cumulonimbus puternici și a fenomenelor orajoase. În cazurile din urmă, o importanță deosebită o au fronturile troposferice care marchează începutul formării norilor, deoarece divergența de la înălțime asigură dezvoltarea activă a acestor nori pînă la nivelul tropopauzei. Dacă sub zona de divergență, fronturile și condițiile de dezvoltare a convecției termice lipsesc, turbulența în troposfera superioară se observă de obicei pe timp senin.

Există de asemenea o strînsă legătură între structura tropopauzei și turbulența la mari înălțimi. În cazul cînd tropopauza este în general o suprafață relativ orizontală, de-a lungul căreia se formează unde, și care nu suferă oscilații vizibile, turbulența este slabă. În zona tropopauzei, turbulența moderată sau puternică se poate întîlni în cazul pătrunderii unor mase calde de aer, însoțită de vînturi puternice pe o grosime considerabilă a troposferei ; o dată cu aceasta, ridicarea apreciabilă a tropopauzei produce o scădere simțitoare a temperaturii în stratul respectiv. În acest caz, sub tropopauză se poate întîlni turbulență moderată sau puternică. Un rol important în formarea zonelor turbulente din straturile superioare ale troposferei îl are înclinarea tropopauzei față de ruta de zbor ; înclinarea tropopauzei dinspre aerul rece către cel cald, legată de trecerea unui front rece, creează condiții foarte favorabile pentru dezvoltarea puternică pe verticală a norilor *Cumulonimbus* prefrontali (fig. 99 *a*).

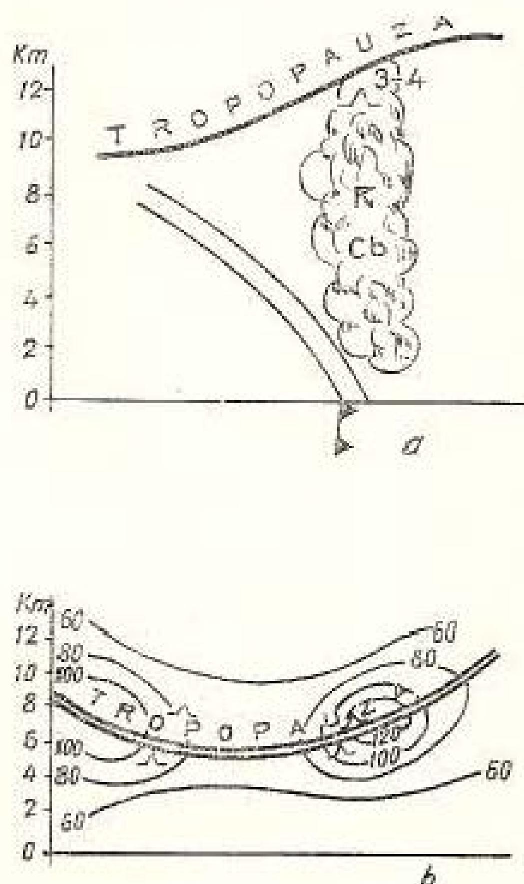


Fig. 99. — Turbulența în legătură cu tropopauza.

În cazurile cînd tropopauza suferă variații în înălțime iar vînturile, deși diferă ca direcție, nu se deosebesc totuși ca viteză, se produce o turbulență slabă sau moderată (fig. 99 *b*).

11.4. INFLUENȚA TURBULENȚEI ASUPRA AVIONULUI ÎN ZBOR

În zborul orizontal și neperturbat, cele două forțe principale care acționează asupra avionului (în special asupra aripilor), adică portanța și greutatea lui, se echilibrează. Avionul intrînd în vîrtejurile turbulente, sub influența mișcărilor ascendente și descendente ale aerului, portanța lui poate deveni mai mare sau mai mică decît greutatea, astfel el va fi supus unor impulsuri verticale, manifestate prin scuturături

sau ridicări și coborîri bruște. În timpul scuturăturilor apar accelerații verticale și ca urmare a acestora, forțe de inerție, care tind să echilibreze diferența dintre portanță și greutate. În zborul cu scuturături, forța de inerție poate întrece de 2—3 ori greutatea avionului, iar la manevre bruște, de 8—10 ori.

În timpul scuturăturilor, curenții verticali schimbînd direcția fileurilor de aer care lovesc avionul, provoacă schimbarea unghiului de atac și creșterea sau descreșterea rapidă a portanței ; creșterea unghiului de atac conduce la creșterea bruscă a portanței, ceea ce provoacă aruncarea în sus a avionului, iar scăderea acestui unghi, o scădere a portanței, ceea ce determină coborîrea bruscă a avionului. Acțiunea accelerației verticale produce deci o *suprasarcină*, care reprezintă un fel de creștere sau diminuare a greutății avionului ; în consecință, la străbaterea vîrtejurilor turbulente, avionul suportă oscilații continue în planul vertical, adică tangaj. Valoarea creșterii suprasarcinii se determină în fracțiuni din accelerația gravitației ($g = 9,81$ m/s^2) și se măsoară cu accelerometrul sau cu accelerograful. Ea este proporțională cu componenta verticală a vitezei vîrtejului, fiind cu atît mai mare, cu cît viteza de zbor a avionului este mai mare și greutatea lui mai mică. În general, suprasarcina nu depășește valoarea $g = 1$ (pentru $g = 0,5$, tangajul este puternic și sînt necesare eforturi mari pentru manevrarea comenzilor), iar în jumătatea inferioară a troposferei ea scade cu înălțimea. În zborurile prin norii orajoși și în partea de sub vînt a munților, mișcările verticale ale aerului sînt puternice (depășind 15—20 m/s), iar curenții verticali schimbă brusc direcția și viteza curentului de aer care izbește avionul. În asemenea situații, valorile suprasarcinii cresc mult, astfel că avionul poate fi aruncat în sus și în jos cu cîteva sute de metri.

Pentru micșorarea suprasarcinii, viteza de zbor în zona turbulentă trebuie să fie micșorată, ținîndu-se seama de tipul și de rezistența avionului, precum și de dimensiunea și de desimea șocurilor, avioanele mai ușoare și mai scurte fiind mai sensibile la scuturături, însă se redresează mai repede.

Tipul avionului	Viteza de zbor (km/h)		
	Maximă orizontală	Minimă corespunzătoare începutului scuturăturii	Recomandată în zona cu scuturături
IL—18	560	210	420—400
IL—14	393	120	270—250
LI— 2	300	120	240—220
AN— 2	250	85	180—160

În tabelul de mai sus se dau, pentru diferite tipuri de avioane, vitezele maxime și minime de zbor admise, ca și cele recomandabile în zonele de turbulență.

Gradul de turbulență precum și stratul din atmosferă în care există probabilitatea ca turbulența să se producă, se poate aprecia din variația cu înălțimea unui parametru fără dimensiuni, numit criteriul lui Richardson (Ri), care se poate determina în funcție de gradientul vertical al vitezei și al temperaturii în stratul respectiv. În general, turbulența se produce în straturile cu valori mici ale acestui parametru și este cu atît mai puternică, cu cît valorile sînt mai mici (exemplu : la avioanele ușoare, scuturăturile sînt slabe cînd Ri este cuprins între 0,5 și 4, iar pentru Ri < 0,5, scuturăturile sînt mai intense). Aceasta înseamnă că turbulența este furnizată de o stratificare instabilă a atmosferei (turbulența termică), și se poate produce fără o variație apreciabilă a vitezei vîntului cu înălțimea, pe cînd în cazul unei stratificări stabile, este necesară o discontinuitate mai mare a vîntului cu înălțimea, pentru ca turbulența (turbulența dinamică) să aibă loc. Discontinuități mai mari ale vitezei vîntului cu înălțimea, deci condiții mai favorabile pentru dezvoltarea turbulenței dinamice, se produc între suprafața solului și înălțimea de 1—2 km ; dacă aerul ascendent este transportat pînă la nivelul de condensare, turbulența cuprinde straturi mai întinse din troposferă. Cu cît variația vîntului cu altitudinea este mai rapidă, cu atît turbulența se dezvoltă mai intens, iar acolo unde se produc variații bruște ale vitezei vîntului cu înălțimea, are loc o turbulență puternică. Deoarece gradientul vertical al vitezei vîntului este determinat, într-o oarecare măsură, de gradientul orizontal de temperatură, nivelul turbulenței poate fi apreciat după valoarea contrastelor orizontale de temperatură ; ea se produce mai accentuat în zonele frontale, mai ales în zonele frontale reci, în care contrastele orizontale de temperatură sînt mari.

11.5. SCARI PENTRU APRECIEREA TURBULENȚEI

În lipsa metodelor și mijloacelor de măsurare a intensității turbulenței, diversele criterii de determinare a gradului ei se bazează pe aprecieri calitative asupra gradului de intensitate a scuturăturilor, pre-

11.5.1. Scară pentru aprecierea turbulenței (avion LI-2)

Intensitatea	Grad	Comportarea avionului în zona turbulentă
slabă	1	— avionul balansat ușor ; se simt izbituri mici la intervale lungi ;
moderată	2	— crește balansarea ; izbituri mai dese și mai puternice ;
puternică	3	— uneori avionul este aruncat în jos ; izbituri puternice ; navigatorul este presat pe scaun sau aruncat în sus ;
foarte puternică	4	— avionul este aruncat dintr-o parte în alta, cade, ori este aruncat în sus ; întreruperi în funcționarea motorului.

11. 5. 2. Scară pentru aprecierea intensității turbulenței după tangajul și ruliul avioanelor cu reacție

Intensitatea tangajului sau ruliului			Caracteristicile comportării unui avion la diferite viteze (km/h)		
Intensitatea turbulenței	Cod	Suprasarcina	300—500	500—600	600—800
foarte slabă	0		Oscilații și balansări ușoare și separate din aripă în aripă, fără schimbare de înălțime		
slabă	1	±0,05 la ±0,2g	Scuturături rare ; balansare slabă din aripă în aripă ; oscilații, zmucituri slabe, verticale	Vibrații ușoare ale avionului ; aruncări verticale, slabe	Vibrații ușoare ale avionului ; aruncări dese și ușoare în sus și în jos
moderată	2	± 0,2 la ±0,5g	Balansări pronunțate ale avionului pe o aripă sau pe alta ; scuturături ; senzația de izbituri pe planuri ; vibrație puternică a avionului ; aruncări intense și dese în sus și în jos ; senzația de suprasarcini pe comenzi	Vibrația avionului ; aruncări în sus și în jos, dese și de pe o aripă pe alta	Vibrația puternică a avionului ; aruncări bruște și puternice în sus și în jos și de pe o aripă pe alta
puternică	3	>±0,5	Aruncări intense în sus și în jos cu schimbarea înălțimii avionului ; izbituri puternice pe planuri ; aruncări puternice de pe o aripă pe alta ; comenzile se mențin greu (manșa scapă din mînă)	Aruncări dese și puternice în sus și în jos și de pe o aripă pe alta ; variații considerabile în înălțimea avionului	Vibrație foarte intensă a avionului ; aruncări dese și puternice în sus și în jos ; variații considerabile în înălțimea avionului

11.5.3. Scară pentru aprecierea intensităţii scuturăturilor avionului

Intensitatea scuturăturilor			Gama suprasolicitărilor şi a creşterilor (infracţii)	Caracteristica comportării avionului în timpul scuturăturilor	Recomandări de pilotare	Caracteristica confortului pasagerilor
Denumirea	Cod	Simbol ICAO				
scuturături slabe	1	—Λ—	$0{,}8 \leq n_y^e \leq 1{,}2$ $\Delta n = \pm 0{,}2$	Salturi uşoare, izolate ale avionului	Zborul se execută cu autopilot	Provoacă senzaţii neplăcute la unii pasageri; mersul în avion este îngreunat
scuturături moderate	2	—Λ—	$0{,}5 \leq n_y^e \leq 1{,}5$ $\Delta n = \pm 0{,}5$	Zguduituri frecvente. Se observă oscilaţia acelor indicatoarelor la aparatele de pilotaj. Se menţine regimul de zbor stabilit	Se admite pilotarea cu autopilotul	
scuturături intense	3	—Λ—	$0 \leq n_y^e \leq 2$ $\Delta n = \pm 1{,}0$	Salturi bruşte şi aruncări izolate ale avionului. Se observă funcţionarea instabilă a variometrului şi a indicatorului de viteză		Este necesară prinderea pasagerilor cu centuri. Se suportă greu de majoritatea pasagerilor, oboseşte echipajul
scuturături de oraj sau foarte intense	4	—Λ—	$-0{,}1 < n_y^e < 2{,}1$ $\Delta n \geq \pm 1{,}1$	Aruncături excepţional de bruşte ale avionului. Indicaţiile variometrului şi a indicatorului de viteză sînt mult denaturate; prin acţiunea greşită a pilotajului, din cauza vitezei, se poate crea un regim periculos		Suprasolicitările bruşte şi mari provoacă la marea majoritate a pasagerilor fenomene morbide (patologice)

Notă: n_y^e = suprasarcină maximă
n = suprasarcină

cum şi asupra deplasărilor verticale şi comportării avionului în timpul zborului în regiunile cu turbulenţă.

Scările de apreciere a gradului de turbulenţă mai importante sînt următoarele:

11.6 RECOMANDĂRI PENTRU PREVENIREA ŞI EVITAREA ZONELOR CU TURBULENŢĂ MODERATĂ ŞI PUTERNICĂ

În troposferă, turbulenţa moderată şi puternică se produce în special în condiţiile în care se formează norii *Cumulus congestus* şi cu

deosebire *Cumulonimbus*. De aceea, înainte de zbor, la analiza situației atmosferice este necesar să se acorde o mare atenție regiunilor cu mase de aer instabile, precum și poziției și deplasării fronturilor reci. În zborul în situații orajoase, se ține seama de faptul că turbulența este mai puternică în interiorul norilor orajoși, însă se produce atît sub ei cît și în apropierea lor, iar straturile turbulente se pot întinde în toată grosimea troposferei afectată în acești nori. De asemenea, zborul prin nicovala norilor *Cumulonimbus* este însoțit de turbulență moderată sau puternică și de aceea trebuie efectuat la înălțimii de 200—300 m deasupra suprafeței superioare a norilor orajoși, mai ales atunci cînd nicovalele mai multor nori *Cumulonimbus*, prezenți simultan pe cer, se întind orizontal la sute de kilometri.

Turbulență moderată, uneori puternică, se poate produce și în norii *Altocumulus* și *Stratocumulus castellanus* sau *floccus*, a căror dezvoltare verticală este, de cele mai multe ori, limitată de un strat de inversiune ; dacă zborul se face la 100—400 m deasupra acestor nori, scuturăturile încetează. În norii înalți *(Cirrus, Cirrostratus)*, a căror suprafață superioară este orizontală, netedă (avînd aspectul de aer cețos omogen) și fără ondulații sau înmuguriri, turbulența este foarte slabă sau lipsește, astfel că zborul este liniștit. Dacă însă în masa norilor cirriformi se observă ondulații, iar suprafața lor superioară prezintă proeminențe și pare să fumege, la limita superioară a acestora se produce turbulență moderată.

În zborul deasupra regiunilor muntoase, trebuie să se țină seama, în primul rînd, de faptul că atunci cînd vîntul suflă perpendicular pe lanțul muntos se formează curenți turbionari ; astfel, la viteze ale vîntului, începînd de la 12 m/s, la nivelul crestei și în partea de sub vînt a muntelui, pot apărea zone periculoase cu turbulență. Acest pericol se poate evita dacă zborul se efectuează la un nivel față de creasta muntelui, situat la cel puțin jumătate din înălțimea acesteia ; dacă zborul se efectuează din partea de sub vînt a muntelui, urmează să se ia înălțimea respectivă la o distanță de 50—60 km de munte.

În troposfera superioară, turbulența moderată sau puternică, este provocată atît de focarele orajoase, cît și de curenții jet, în special în regiunile de trecere de la vînturi puternice la cele slabe, deci în zonele cu deplasări laterale și în direcția curentului, ale vîntului. În deplasările laterale ale vîntului, turbulența moderată sau puternică se semnalează de obicei în stînga curentului jet, zona de turbulență coincizînd cu regiunea în care vîntul este puternic ; în deplasările vîntului în direcția curentului, turbulența se produce în regiunile cu vînturi slabe. Pentru prevenirea și evitarea turbulenței la mari înălțimi, este necesar ca în analiza situației sinoptice, care se face înainte de zbor, să se examineze cu mare atenție poziția curenților jet față de ruta de zbor, intensitățile lor și mai ales regiunile de deplasare a vîntului față de zonele de traversare a acestor curenți.

12. FURTUNI DE PRAF ȘI DE NISIP, VISCOLE

12.1. FURTUNI DE PRAF ȘI DE NISIP

Furtunile de praf și de nisip constau din ridicarea de la suprafața solului și împrăștierea în aer, de către vînturi puternice și turbulente, a unor particule de praf sau de nisip care, mărind opacitatea atmosferei, determină scăderea bruscă a vizibilității în straturile ei inferioare.

Condițiile necesare pentru ca vîntul să determine aceste fenomene, depind în mare măsură de natura și de gradul de uscăciune a suprafeței solului. După intensitatea și condițiile în care se formează, aceste fenomene se clasifică în :

12.1.1. **Transporturi de praf sau de nisip** se produc în straturile inferioare de aer din apropierea solului, fiind provocate de vînturi a căror intensitate nu este prea mare ; ele au caracter mai puțin turbulent.

După înălțimea la care sînt transportate particulele de la suprafața solului, transporturile de praf și de nisip cuprind două categorii :

Transporturi de praf sau de nisip la sol sau în straturile joase de lîngă sol. În aceste cazuri, particulele nu se ridică mai mult decît 1—2 m și se mișcă aproape de suprafața solului, din care cauză, vizibilitatea la nivelul de aproximativ 2 metri nu este mult redusă ; suprafața solului și obiectele puțin înalte sînt însă voalate sau mascate.

Transport de praf sau de nisip la înălțime. Praful sau nisipul, în acest caz, este ridicat de vînt la înălțimi destul de mari deasupra solului, astfel încît atît vizibilitatea orizontală, cît și cea verticală sînt mai slăbite, uneori aglomerarea particulelor de praf în aer putînd voala cerul sau chiar Soarele.

12.1.2. **Descrierea fenomenului.** La acest fenomen ansamblul de particule de praf ori de nisip este ridicat violent de la sol pînă la mari înălțimi, de către un vînt puternic și turbulent. Furtunile de praf sau de nisip se produc de obicei în regiunile de stepe sau în cele aride, mai ales acolo unde suprafața solului este acoperită cu nisip sau praf

mobil, în special vara. În regiunile de stepă sînt spulberate chiar straturi superficiale ale solului arabil, în perioadele de secetă de primăvară timpurie cînd, ca urmare a topirii zăpezii, suprafața uscată a solului nu a fost fixată prin vegetație (furtuni negre). În deșerturi, în timpul producerii acestor furtuni, mobilitatea stratului superior al solului atinge dezvoltarea maximă. Furtunile formate într-o regiune pot parcurge distanțe mari, astfel că ele pot ajunge deasupra zonelor unde solul nu este acoperit cu nisip sau cu praf.

Unele furtuni de praf sau de nisip sînt de scurtă durată (15—20 de minute), ele fiind provocate de vînturi locale, independent de prezența norilor. Alteori însă, ele sînt determinate de vînturile puternice (adesea vijelii) care însoțesc fenomenele orajoase. În acest caz, sub norii orajoși se formează o perdea sau zid de praf ori de nisip care se poate observa atunci cînd norul orajos este încă la orizont ; aceasta poate constitui un indiciu al apropierii furtunii, deoarece văzută de la distanță, partea ei anterioară, cu aspectul de perdea sau de zid, înaintează mai mult sau mai puțin repede.

La dezvoltarea furtunilor de praf sau de nisip contribuie într-o mare măsură curenții verticali puternici care se formează ca urmare a încălzirii suprafeței solului prin insolație. Prin amestec convectiv, particulele de praf sau de nisip sînt transportate la diferite niveluri din atmosferă (1—1,5 km în regiunile de stepă și 2—2,5 km, deasupra deșerturilor), particulele mai ușoare fiind ridicate la înălțimi mai mari, iar cele mai grele la înălțimi mai mici, de unde cad repede pe sol ; în cazul furtunilor puternice de nisip, în straturile inferioare pot fi transportate particule mai mari (diametru 5—8 mm) și chiar pietricele. Dacă masa de aer are stabilitate mai mare, propagarea prafului sau a nisipului se limitează la o înălțime mică (furtunile de praf din sectoarele calde ale ciclonilor, formate din aer tropical). În asemenea cazuri, deși înălțimea lor nu depășește 200—300 m, ele sînt foarte puternice, iar deasupra lor, la o înălțime de 800—1 000 m, avionul zboară printr-un aer perfect curat.

Viteza vîntului de la care începe furtuna de praf sau de nisip variază în diferite zone și după natura și starea suprafeței solului. În general, ea începe de la o viteză a vîntului cuprinsă între 8 și 10 m/s, iar în majoritatea cazurilor, de la 10 la 14 m/s ; în timpul iernii și în anotimpurile de tranziție, vitezele vîntului de la care începe furtuna sînt cu 2—4 m/s mai mari decît în timpul verii.

Vizibilitatea orizontală în timpul producerii furtunilor de praf sau de nisip este foarte variabilă și prezintă pulsații ; în stadiul inițial al dezvoltării lor, ea se înrăutățește brusc, apoi devine mai bună.

Furtunile de praf ori de nisip, formate într-un loc, pot avea repercusiuni în alte regiuni datorită pîclei determinată de prezența în aer a particulelor mici de pulberi ; aceste particule sînt transportate o dată cu masele de aer la o distanță foarte mare de zona apariției acestor furtuni. În asemenea cazuri, în regiunile de pîclă, vizibilitatea poate scădea sub 1 km.

Furtunile de praf sau de nisip se pot produce în zonele frontale sau în regiunile cu vînturi puternice (furtuni).

Furtunile de praf ori de nisip frontale, sînt asociate mai ales cu fronturile reci (de ordinul al II-lea) care se deplasează repede, și mai rar cu fronturile calde. Ele se întind de-a lungul fronturilor pe o distanță de sute de kilometri pe o bandă lată de 200—300 km și se deplasează o dată cu frontul. Au o dezvoltare intensă pe verticală, ridicînd astfel praful sau nisipul la înălțimea de 4—5 km. Intensitatea prefrontală a furtunilor începe la 200—300 km înaintea frontului, sub formă de transport de praf ori de nisip, care, la 100—200 km de front se transformă în furtună de praf sau de nisip care se intensifică în zona îngustă din imediata apropiere a frontului ; în momentul trecerii frontului, vîntul o intensifică și mai mult, pentru ca apoi, în spatele frontului, să slăbească treptat. Praful sau nisipul ridicat se depune încetul cu încetul, formînd o zonă de pîclă care slăbește treptat, iar particulele cele mai fine sînt transportate la distanțe mari.

Furtunile de praf din regiunile cu vînturi puternice se formează atunci cînd la sol se creează zone cu gradienți barici orizontali mari (zone cu furtuni) ; uneori se formează în zonele de scădere rapidă a presiunii, care se mărginesc cu zona în care presiunea variază puțin.

Cele mai intense furtuni de praf sau de nisip se produc acolo unde zonele de variație ale presiunii, de semne contrare, sînt în contact direct (cicloni în dezvoltare intensă în anotimpurile de tranziție).

12.2. VÎRTEJURILE DE PRAF SAU DE NISIP

Vîrtejurile de praf sau de nisip constau dintr-un ansamblu de particule de praf ori de nisip, însoțite uneori de mici rămășițe de obiecte ridicate de la suprafața solului sub forma unei coloane cu axa sensibil verticală care se rotește ca un vîrtej ; circulația în vîrtej poate fi atît în sensul acelor ceasornicului, cît și în sens contrar. În timpul formării lui, un vîrtej principal este compus adesea din mai multe vîrtejuri secundare ; el are o direcție inversă de rotație, iar după un interval scurt, își stabilește o direcție preferată care se menține în tot timpul existenței lui.

În general, vîrtejurile de praf se ridică pînă la o înălțime de 600—700 m și rareori depășesc 1 100 m, cu toate că praful sau alte particule de la sol pot fi ridicate la înălțimi mai mari ; din această cauză, limita superioară a vîrtejurilor de praf nu se poate defini. Diametrul lor variază de la 5 m la cîțiva zeci de metri și mai mult. Cele mai dezvoltate vîrtejuri nu durează mai mult decît cîteva ore, raportul între durata și înălțimea la care se ridică fiind de aproximativ o oră pentru fiecare 300 m. Vitezele verticale ale vîrtejurilor sînt în mijlociu de 5 m/s, dar în intervale foarte scurte de timp pot ajunge 10—12 m/s ; la nivelurile inferioare și mijlocii, viteza verticală într-un vîrtej crește cu înălțimea, apoi, la nivelurile superioare, descrește. Aproape de sol, vitezele orizontale ale vîrtejului depășesc pe cele verticale, iar cu creșterea vitezei în înălțime a vîrtejului, raportul între vitezele orizontale și cele verticale descrește în mod continuu.

Vîrtejurile de praf sau de nisip se formează în straturile de aer supraadiabatice, cu deosebire în deșerturi, unde înălțimea și mărimea stratului instabil de aer devine cea mai mare ca urmare a încălzirii puternice a suprafeței foarte uscate a solului. Ele se produc în legătură strînsă și se dezvoltă din „termice" care, atunci cînd se ridică de la sol, antrenează aerul înconjurător într-o mișcare de rotație. Circulația sub forma de vîrtej se produce cu deosebire în situații anticiclonice, în care norii *Cumulus* ce se formează, au grosime și diametru relativ mici și nu durează decît 5—10 minute. Dacă norii *Cumulus* mari, persistă, se produce o mișcare pe o scară mare, iar „termicele" individuale suprapuse peste această mișcare sînt distruse de ea; de obicei, vîrtejurile se produc atunci cînd cerul este senin.

12.3. VISCOLE

Denumirea de „viscol" include fenomenele meteorologice complexe, a căror formare și grad de dezvoltare depinde de intensitatea vîntului, de caracterul ninsorii, de cantitatea, starea și vechimea zăpezii depusă pe suprafața solului etc.

Aceste fenomene se pot produce atît la sol sau în straturile din imediata apropiere a suprafeței solului, cît și la niveluri mai înalte din atmosferă, primind astfel diferite denumiri.

Transport de zăpadă, se produce atunci cînd fără ca în același timp să ningă, zăpada este ridicată sau spulberată de la sol de către un vînt suficient de puternic și turbulent. Pentru producerea acestui transport, este necesar ca viteza vîntului să fie de cel puțin 4—6 m/s, condițiile fiind mai favorabile atunci cînd zăpada este mai afînată și mai proaspătă, decît dacă este mai densă și mai veche.

Transportul zăpezii se poate produce la sol (transport de zăpadă la sol) sau la înălțime (transport de zăpadă la înălțime).

Transportul de zăpadă la sol se produce într-un strat îngust deasupra zăpezii, astfel că la nivelul ochiului observatorului vizibilitatea nu este redusă, iar la înălțime și pe verticală ea este bună; transportul zăpezii făcîndu-se aproape paralel cu suprafața solului, obiectele joase de pe sol sînt voalate sau chiar mascate. El se produce atunci cînd zăpada căzută mai înainte este uscată și netasată, la viteze ale vîntului cuprinse între 10 și 12 m/s imediat după ninsoare, iar în cazul zăpezii afînate, cu un vînt mai slab (în medie de 6 m/s).

În cazul transportului de zăpadă la niveluri joase, se face o legătură între viteza vîntului și vizibilitatea orizontală la sol. Astfel, la viteze ale vîntului cuprinse între 11 și 14 m/s, vizibilitatea variază de la 2 la 4 km, pentru viteze de 15—18 m/s între 2 km și 500 m, iar atunci cînd viteza vîntului depășește 20 m/s, vizibilitatea scade sub 500 m.

Situații favorabile pentru producerea unor astfel de transporturi de zăpadă se întîlnesc după ninsori în zonele cu vînturi puternice din partea posterioară a ciclonilor și la periferia anticiclonilor cu gradienți mari de presiune, în timpul creșterii presiunii la suprafața solului. În

aceste zone, cerul se înseninează, iar la nivelul mijlociu și superior, nebulozitatea norilor este redusă.

Transportul de zăpadă la înălțime. La acest fenomen zăpada viscolită de la sol este transportată pînă la înălțimi mari, astfel că uneori ea poate voala cerul sau Soarele ; atît vizibilitatea verticală, cît și cea orizontală slăbesc foarte mult, aceasta din urmă putînd scădea sub 1 km ; cîteodată, transportul zăpezii se face sub formă de vîrtejuri.

Viscole generale. Într-un sens mai larg, prin viscol se înțelege ninsoare însoțită de vînt puternic, sau situația în care, din cauza zăpezii spulberate puternic de la sol, nu se vede cerul sau norii și nici nu se poate distinge dacă zăpada cade din nori sau este spulberată în aer de către vînt. În asemenea cazuri, vizibilitatea orizontală, precum și cea verticală sînt mult reduse. Vizibilitatea depinde atît de viteza vîntului, cît mai ales de intensitatea ninsorii. Astfel, în cazul unei ninsori puternice, vizibilitatea poate fi cuprinsă între 0,5 și 2 km (în medie 1,5—3 km), iar atunci cînd ninsoarea este slabă, ea poate crește la 3 km și mai mult.

În zona fronturilor calde, variația vizibilității provocată de viscol, se întîlnește în ciclonii care se deplasează activ. În asemenea cazuri, ei se adîncesc, gradientul baric se mărește, ceea ce duce la intensificarea vîntului. În acest stadiu, în partea frontală a ciclonului se produc nebulozitate mare și ninsori, mai abundente într-o zonă lată de 100—200 km.

În zona fronturilor reci, viscolul se produce în masele reci instabile într-o zonă îngustă de 10—20 km, din care cauză, la apropierea frontului rece, vizibilitatea scade brusc timp de 15—20 de minute (uneori pînă la cîțiva metri) și apoi se îmbunătățește.

În general, cele mai favorabile condiții pentru viscole se întîlnesc acolo unde ciclonii activi se apropie de anticiclonii în care se produce creșterea presiunii și ca urmare, creșterea gradientului baric.

13. INFLUENȚA RELIEFULUI ȘI A LANDȘAFTULUI ASUPRA NAVIGAȚIEI AERIENE

13.1. INFLUENȚA MASIVELOR MUNTOASE

13.1.1. **Scurgerea aerului deasupra munților.** Undele care se formează în anumite condiții în partea de sub vînt a barierelor muntoase, sînt importante pentru aviație, din cauza curenților verticali, adesea violenți, asociați cu aceste unde și a turbulenței puternice pe care cîteodată o generează ; ele măresc probabilitatea și intensitatea givrajului, influențează funcționarea altimetrului și, în general, au efecte defavorabile asupra preciziei navigației aeriene, ceea ce poate constitui un pericol real.

Avionul poate suferi variații substanțiale de înălțime în undele de munte, unul din cele mai ascunse pericole părînd să fie acela că viteza avionului poate scădea în mod alarmant și să se apropie de aceea a pierderii stabilității avionului, atunci cînd pilotul sau autopilotul încearcă să o corecteze pentru variațiile înălțimii.

Acesta și alte efecte sînt ilustrate în diagramele din fig. 100, arătînd condițiile de zbor ale unui avion greu care în zborul transversal pe un lanț de munte, a întîlnit unde puternice de munte. Traversarea s-a făcut de la dreapta spre stînga diagramei, iar vîntul sufla de la stînga spre dreapta.

Deși zborul prin undele de munte poate fi, în mod amăgitor, liniștit, chiar atunci cînd acționează curenți verticali foarte puternici, se poate de asemenea produce turbulență, avînd o intensitate tot așa de mare ca cea generată de cele mai puternice oraje. Tendința către givraj poate fi de asemenea modificată deasupra munților, în timp ce, în plus, pilotul poate fi pus în fața unor probleme de navigație, datorită variațiilor vînturilor orizontale.

Pe lîngă stabilitate, factorul important care determină deformarea unui curent de aer de către o coamă de munte și care poate conduce la producerea undelor cvasistaționare, este variația verticală a

vîntului. Pentru formarea unor asemenea unde, este necesar ca vîntul să sufle aproximativ normal pe coama de munte, iar direcţia lui să rămînă aproape constantă cu înălţimea.

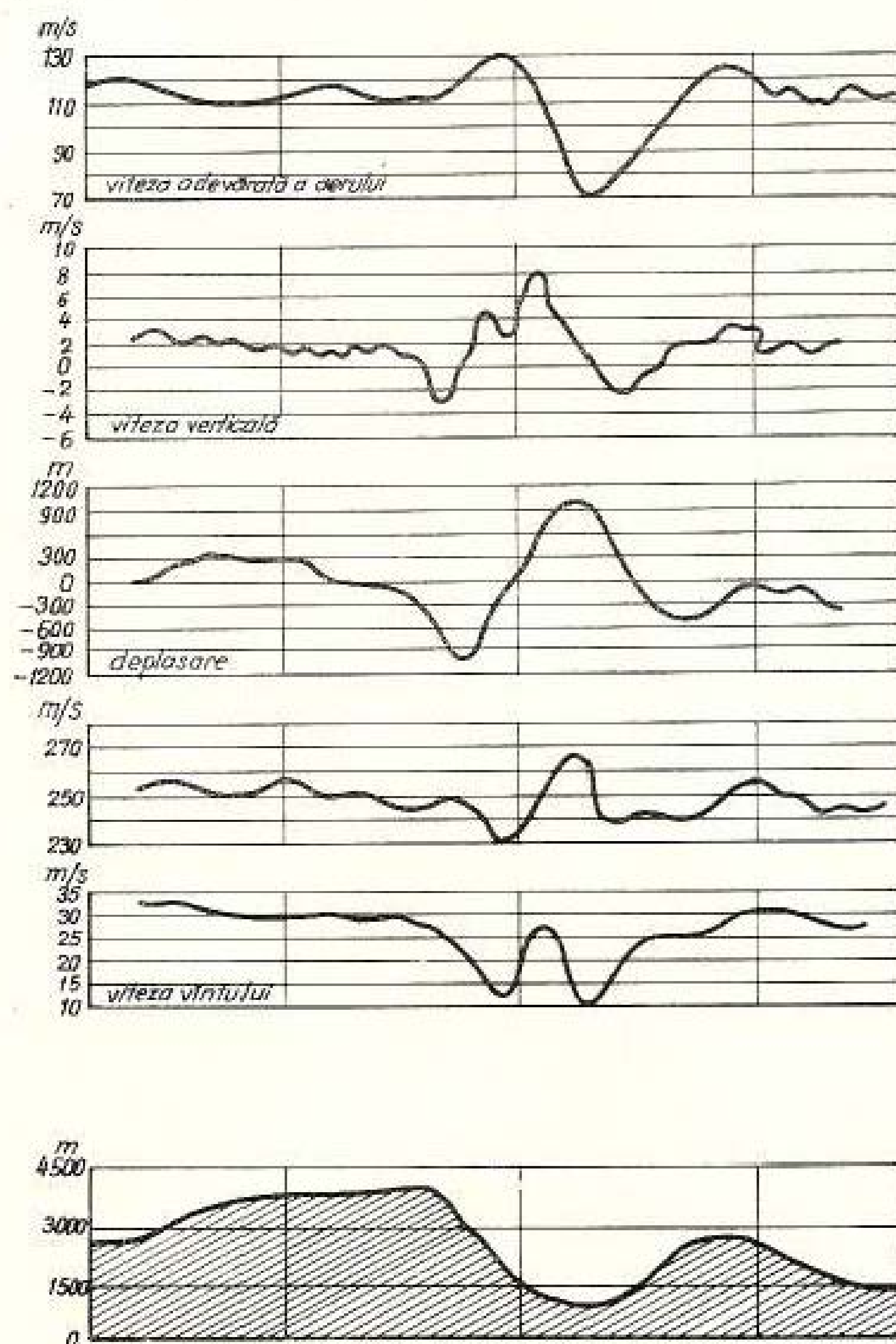


Fig. 100. — Efectele undelor de munte asupra avionului.

Scurgerea aerului peste munţi se poate clasifica în 4 tipuri principale, depinzînd de profilul vertical al vitezei vîntului (fig. 101).

Variaţia vîntului cu înălţimea proprie fiecărui tip este indicată prin profilul vitezei, în stînga fiecărei diagrame.

Scurgere laminară se produce cu vînturi foarte slabe. Scurgerea se manifestă ca o undă superficială, liniștită, deasupra coamei, producînd numai curenți verticali slabi și fără a fi însoțită de curenți des-

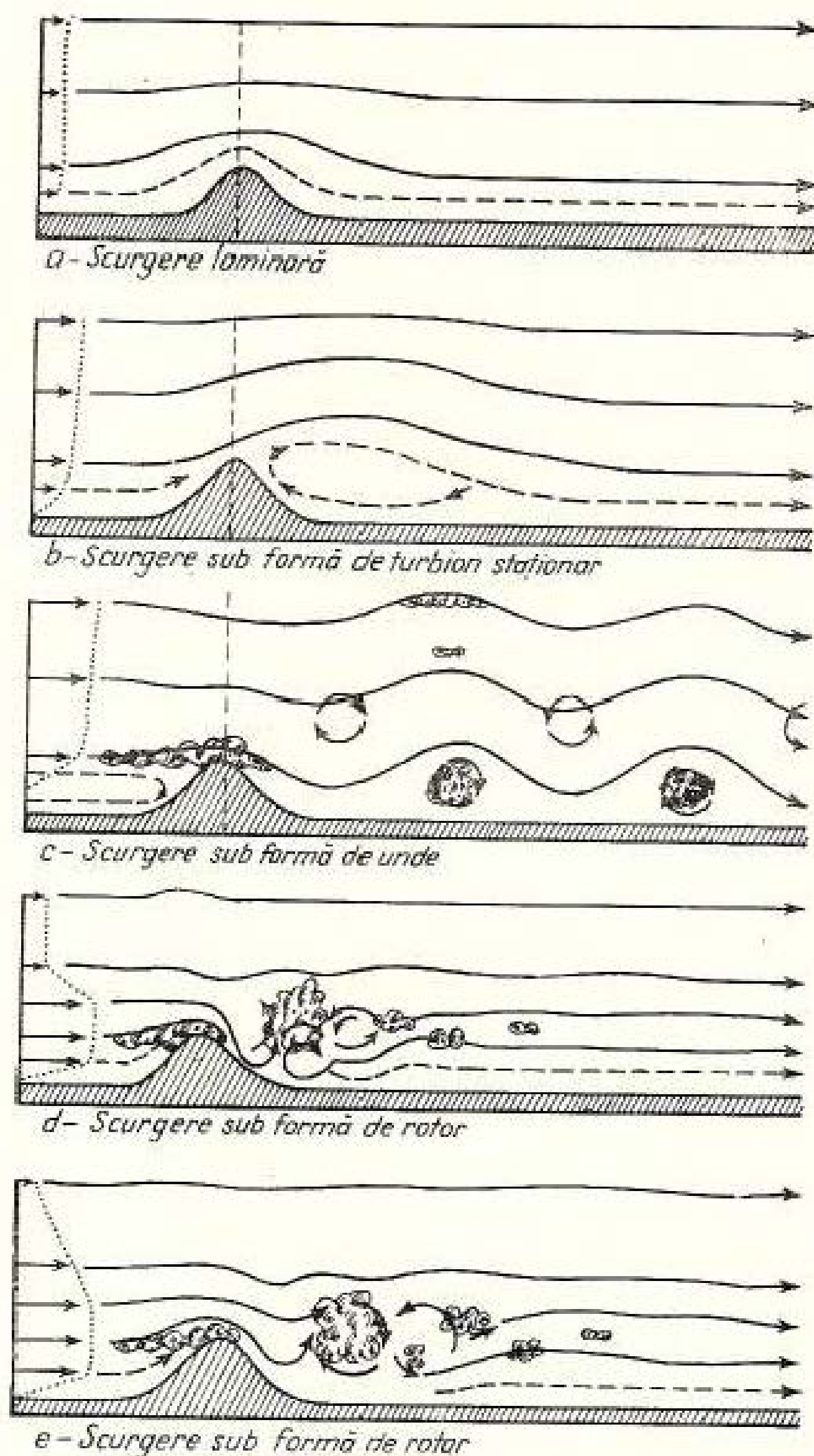


Fig. 101. — Tipuri de scurgere a aerului deasupra munților.

cendenți. Aproape de sol, liniile de curent urmează configurația coamei, iar deplasarea lor verticală descrește foarte repede de jos în sus.

Scurgere sub formă de turbion staționar. La vînturi ceva mai puternice, se produce adesea un turbion mare, semipermanent, în partea de sub vînt a muntelui. Deplasarea verticală maximă a liniilor de curenți are loc în partea vîntului descendent al muntelui. Deasupra turbionului, aerul se scurge liniștit sub forma unei unde superficiale. Deasupra pantei de sub vînt se produce un curent inversat.

Scurgere sub formă de unde. Cu vînturi mai puternice, crescînd cu înălțimea, se dezvoltă un sistem de unde în partea de sub vînt a coamei. Dacă aerul este destul de umed, în creasta fiecărei unde se formează nori lenticulari. Sub crestele undelor, la niveluri mai joase, se produc vîrtejuri staționare, însoțite de un curent inversat la sol. În această zonă se întîlnește turbulență, iar cînd se produc nori, aceștia au un aspect zdrențuit și par să se rotească (nori rotori).

Scurgere sub formă de rotori. Acest tip de scurgere se dezvoltă cu un vînt foarte puternic și care se extinde pînă la o înălțime limitată, care nu depășește $1^1/_2$ ori înălțimea coamei, iar deasupra lui se găsește un strat cu vînt apreciabil mai slab. O asemenea scurgere se poate produce atunci cînd direcția vîntului variază în mod marcant cu înălțimea. În aceste condiții, în mod frecvent se întîlnește turbulență puternică în partea de sub vînt a muntelui, partea perturbată a curentului de aer fiind sub forma unui sistem de turbioane cvasistaționare care se rotesc în direcții opuse. Atît extinderea orizontală, cît și cea verticală a curentului perturbat este în mod apreciabil mai mică decît la scurgerea sub formă de undă ; numeroase avioane au întîlnit turbulență puternică în straturile cele mai joase ale atmosferei, groase de cîteva sute de metri, deasupra și în partea de sub vînt a terenului înalt.

În general, fenomenele de „rotor“ sînt vîrtejuri staționare în partea de sub vînt a muntelui, avînd axe paralele cu coama acestuia ; influența lor se resimte adesea pînă la nivelul crestei muntelui și în unele cazuri chiar mai sus. Liniile de curent, care în partea situată în vînt urmează în mod strîns profilul solului, sînt deplasate în sus în partea situată sub vînt, datorită rotorilor (fig. 102).

Dedesubtul rotorilor se observă adesea variații remarcabile ale direcției și vitezei vîntului.

Pe lîngă intensificarea vîntului cu înălțimea, pentru producerea undelor staționare, este necesar ca viteza vîntului, la un nivel oarecare deasupra suprafeței (solului), să depășească un oarecare minim (în medie 8 m/s), care depinde de mărimea coamei de munte și de starea generală a terenului ; cu cît coama de munte este mai înaltă, cu atît viteza critică a vîntului, necesară producerii undelor de munte trebuie să fie mai mare. Trebuie subliniat că pentru menținerea undelor staționare, este necesar ca direcția vîntului să nu depășească 30° față de direcția normală pe coama de munte și să rămînă aproape constantă cu înălțimea.

Dealurile izolate au o mai mică influență asupra undelor decît șirurile lungi de munți cu aceeași secțiune transversală, iar mișcarea

turbionară în imediata apropiere a părții de sub vînt a unui munte este mai pronunțată la o pantă abruptă decît la una mai lină. De asemenea, o formă concavă a coamei, îndreptată spre curentul de aer care înain-

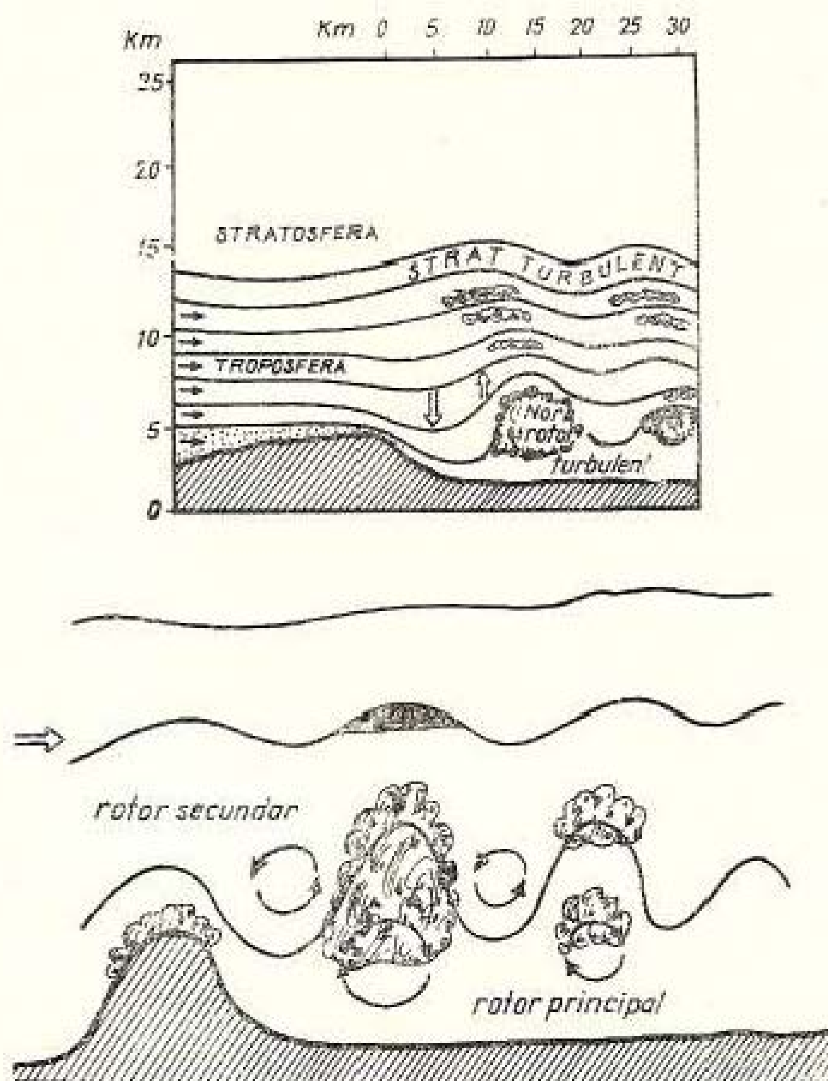


Fig. 102. — Fenomene „rotor".

tează, este mai favorabilă formării undelor marcante decît o formă convexă.

Deformarea curenților de aer și mișcarea verticală care se produce în interiorul lor, atunci cînd ei traversează dealuri, munți ori creste, este scoasă în evidență deseori de prezența unor nori orografici. În particular, asemenea nori indică localizarea curenților ascendenți și, pînă la o oarecare extindere, a zonelor de turbulență. Ei se mișcă în general foarte încet sau rămîn aproape staționari, cu toate că la nivelul lor vîntul poate fi foarte puternic. Cei mai mulți nori orografici sînt într-o continuă refacere la marginea situată în vîntul ascendent și se

risipesc la marginea situată în vîntul descendent, pe cînd în ansamblu, ei rămîn staționari.

Norii orografici se pot forma dedesubtul, la nivelul ori deasupra vîrfului obstacolului. Dintre diversele aspecte pe care le pot prezenta acești nori, mai importante sînt următoarele :

Nori în formă de căciulă și „zid de föhn“ constituie cele mai simple exemple de ascensiune forțată a aerului care conduce la saturație și la formarea de nori.

În cazul unui munte izolat, avînd formă simplă și regulată (munte conic), norii orografici adesea au forma unei căciuli simetrice cu vîrful lui sau formează o „olaie“ sau „pilă“ în nori, constituită dintr-o serie de nori subțiri lenticulari suprapuși, care se sprijină pe vîrful muntelui (planșa XXX).

Norii de acest tip, în general, nu dau precipitații și indică o scurgere liniștită a aerului. Dacă piscul izolat este neregulat și abrupt, iar vîntul este puternic, norii orografici au aspectul unei flamuri groase care atîrnă de munte și care flutură deasupra versantului de sub vînt al piscului, dînd impresia că muntele „fumegă“ (planșa XXXI).

Pentru aviație, cele mai importante sînt păturile de nori formate deasupra munților alungiți și care au baza aproape de vîrfurile munților. Acești nori au o mare întindere orizontală, iar grosimea lor poate fi de sute și mii de metri ; suprafața lor superioară, urmează adesea ondulațiile crestei situată dedesubt, reproducînd, la un nivel mai înalt, contururile acesteia.

Acești nori se formează pe panta situată în vînt a muntelui, se întind deasupra crestelor și se risipesc dincolo de acestea. Adesea, marginea de sub vînt a norilor se prelinge în jos spre panta muntelui. În acest caz, norii priviți dintr-un loc situat pe versantul de sub vînt al muntelui au aspectul unui banc sau al unui zid întins, care uneori pare că se rostogolește deasupra liniei crestei și se precipită, ca o cascadă, pe panta de sub vînt a muntelui („zid de föhn“ sau „cascadă de nori“).

Nori „rotor“. Norii „rotor“ (în rulouri) se dezvoltă sub crestele sistemelor de unde puternice de munte ; ei au aspectul unor rulouri mari, staționare, asemănătoare cu o linie de nori *Cumulus* sau *Stratocumulus*, aflate uneori în imediata apropiere a părții de sub vînt a muntelui, iar alteori la o distanță oarecare, în partea vîntului descendent a acestuia. În mod obișnuit, baza norilor este în apropierea sau dedesubtul liniei crestei, pe cînd vîrful lor se ridică mult în înălțime. Norii sînt într-o continuă formare în partea situată în vînt și în risipire în cea de sub vînt a muntelui ; ei par să-și rotească fără întrerupere porțiunea superioară, pe cînd porțiunea inferioară se deplasează înapoi către munte (planșa XXXIII).

Norii „rotor“ sînt o consecință naturală a undelor de sub vînt cu amplitudine foarte mare. În cazuri mai grave, curentul de aer care se scurge pe panta de sub vînt se ridică brusc către norul „rotor“ transportînd cîteodată o perdea de praf din partea inferioară a pantelor pînă în interiorul norului „rotor“.

Regiunea norului „rotor“ este turbulentă, cîteodată pînă la un grad violent. Dacă se dezvoltă un tren de unde, poate apărea în vîntul descendent al coamei de munte o succesiune de doi sau mai mulți nori în rulouri paraleli unii cu alții și cu linia coastei.

Nori lenticulari. Dovada clară, vizuală a mișcării ondulatoare care se produce în scurgerea aerului deasupra părții de sub vînt a dealurilor și a munților, este dată de norii lenticulari cvasistaționari (planșa XXXII). În condiții favorabile, cînd terenul este dominat de o coamă lungă, se produc mai multe benzi de nori la intervale orizontale regulate, cu cer senin între ele sau cu nori mai subțiri.

Aspectul lenticular, contururile netede, distanțarea regulată, poziția staționară a acestor nori arată prezența unui curent de aer supus unor oscilații verticale asociate cu unde staționare ; în unele cazuri, acești nori constituie singurul indiciu asupra existenței undelor de munte.

Norii de undă apar adesea la niveluri diferite, cîteodată simultan. Uneori, straturile suprapuse de nori formează pile verticale ori ușor înclinate, asemănătoare cu o coloană (pilă) de farfurioare puse unele peste altele cu fundul în sus.

Nori Cirrus. Uneori, cu undele de munte este asociată o turbulență considerabilă în apropierea tropopauzei, relevată adesea prin structura fibroasă și turbulentă a unor nori *Cirrus* lenticulari care se formează la aceste niveluri, în contrast marcant cu norii lenticulari foarte netezi, situați dedesubtul lor.

13.1.2. **Aspecte ale zborului prin undele de munte.** Condițiile cele mai grele de zbor se întîlnesc deasupra vîrfurilor munților, precum și în partea de sub vînt a crestelor, unde vitezele verticale ale aerului determinate de curenții descendenți pot provoca suprasolicitări, în multe cazuri catastrofale, ale avionului, mai ales atunci cînd vîntul suflă perpendicular pe linia crestelor.

Vîntul, întîlnind un obstacol muntos, se ridică pe panta situată în vînt, escaladează crestele și coboară spre vale. La o distanță oarecare de munte, viteza lui slăbește puțin, căci aerul începe să ia o mișcare ascendentă. Distanța de la care începe ascensiunea aerului depinde de înălțimea și de panta muntelui : cu cît muntele este mai înalt, iar panta mai lină, ascensiunea începe la o distanță mai mare de munte. Astfel, la un munte înalt de 1 000 de metri, ascensiunea aerului începe la o distanță de aproximativ 25 km, iar la munți înalți de 2 500—3 000 m, la o distanță de 65—80 km. Distanța orizontală (d) de influență a munților, se poate evalua cu ajutorul relației :

$$d = H \cot \frac{a}{2}$$

în care :

a = unghiul de pantă (înclinarea pe orizontală a dreptei care unește vîrful cu baza muntelui) și

H = înălțimea obstacolului față de șesul înconjurător.

Pe măsura apropierii de munte, viteza curenților ascendenți crește și poate atinge 10—15 m/s, uneori și mai mult, mai ales dacă versantul

din vînt este expus insolației. Avionul intrat în curentul ascendent este aruncat puternic în sus, din care cauză, în apropiere de munți este necesar să se ia înălțime. Pe panta situată în vînt, în imediata apropiere a versantului, turbulența dinamică determină formarea de vîrtejuri avînd o ramură descendentă de-a lungul pantei și care se deplasează neregulat; dacă la șes vîntul este slab, vîrtejurile sînt de asemenea slabe, iar cînd viteza lui depășește 10 m/s, vîrtejurile se înmulțesc și produc o turbulență puternică însoțită de accelerațiile bruște. În zona vîrtejurilor, vîntul are caracter de rafale, care sînt mai puternice în apropierea vîrfului muntelui. Zborul în imediata apropiere a versanților devine periculos, deoarece avionul, pătrunzînd în zona vîrtejurilor, poate fi aspirat către munte.

Deasupra vîrfului muntelui, ascendența aerului accentuată prin convecția termică de pe pantă devenind însemnată, vîntul atinge cea mai mare intensitate, în special în stratul de aer situat la 300—500 m deasupra crestei.

După trecerea vîrfului muntelui, aerul coboară repede; în partea de sub vînt a muntelui se formează curenți descendenți puternici, care se intensifică dacă versantul respectiv nu este supus insolației și vîntul deasupra șesului este puternic. În imediata apropiere a versantului, se produc vîrtejuri mai puternice decît cele din partea situată în vînt a obstacolului. Aceste vîrtejuri au ramura ascendentă, de-a lungul pantei și orientată în sensul invers al vîntului dominant, se mișcă dezordonat (urmează rareori profilul muntelui) și sînt purtate de curenții descendenți pînă la vale; stabilitatea lor depinde de forma reliefului, zona periculoasă fiind imediat sub vîrful crestei. Descendența puternică face ca vîntul să aibă caracter de rafale pînă la o distanță de 10—20 km de munte. În zona rafalelor, se produc scuturături puternice în imediata apropiere a versanților și vîrfurilor, scuturături care au repercusiuni asupra forței ascensionale a avionului: acesta este aruncat în sus (în timpul intensificării rafalelor care au o direcție contrară sau a slăbirii celor în aceeași direcție cu zborul) ori proiectat în jos (atunci cînd slăbesc rafalele, care au sensul contrar direcției de zbor, sau se intensifică cele avînd același sens). Din aceste cauze, dacă imediat după trecerea vîrfului muntelui se reduce înălțimea de zbor, avionul poate pătrunde în curentul descendent și cădea brusc cu 200—300 m, iar dacă în același timp este supus acțiunii vîrtejurilor, poate fi izbit de munte.

Pe versantul de sub vînt, condițiile de zbor depind în mare măsură de înălțimea avionului față de vîrful crestei; dacă această înălțime nu este mare, avionul poate fi supus unei turbulențe puternice în zona vîrtejurilor, a căror diametru este aproximativ de 400—1 000 m. În aceste zone, vitezele orizontale ale vîntului pot avea mari variații (10—25 m/s), iar cele verticale, în intervale scurte de timp, pot suferi oscilații importante (± 8 m/s), ceea ce are ca urmare suprasarcini, uneori de peste 4 g; în asemenea situații, chiar cei mai experimentați piloți pot pierde pentru un timp controlul aparatului.

În cazul unui munte izolat, de ambele părți ale acestuia se creează mișcări dezordonate (fig. 30 [1]); în partea situată în vînt se produc

vîrtejuri staţionare, pe cînd în cea de sub vînt, vîrtejuri mobile; vîrtejurile pot degenera în tornade, mai ales la trecerea frontului rece peste munte.

Înălţimea pînă la care se extinde stratul turbulent deasupra munţilor se măreşte o dată cu creşterea vitezei vîntului şi a gradientului vertical de temperatură. Pentru un vîrf izolat şi pentru viteze ale vîntului mai mari decît 10 m/s, zona de influenţă (hm) este dată aproximativ de relaţia

$$hm = 3 \times H$$

în care H reprezintă înălţimea obstacolului faţă de şesul înconjurător; înălţimea zonei de influenţă este mai mare atunci cînd linia crestei este continuă.

Văile, mai ales cele adînci şi strîmte, sînt făgaşuri de curenţi ascendenţi şi descendenţi care determină circulaţii locale (brize); ele deformează curenţii şi vîntul dominant după orientarea lor faţă de vînt, ceea ce are ca rezultat turbulenţă şi pericol în zborul deasupra lor.

Dacă vîntul suflă perpendicular pe axa văii, se produc mişcări turbionare, ascendente în partea situată în vînt a văii şi descendente în cea de sub vînt (fig. 30 [2]). Turbulenţa este deci mai puternică pe versantul în vînt al văii. Dacă valea este strîmtă, cele două mişcări se contopesc, ceea ce are ca urmare o turbulenţă generală, vîntul avînd un aspect dezordonat. Propagarea turbulenţei se face de sus în jos şi cu cît aerul din fundul văii este mai dens, cu atît se face mai încet; dacă aerul care se scurge este mai rece decît cel din fundul văii, turbulenţa este puternică.

Atunci cînd vîntul suflă de-a lungul axei văii, el provoacă, la intrarea în vale, un curent ascendent, iar la ieşire, un curent descendent, mai agitat, care dă naştere la scuturături. De-a lungul văii, fileurile de aer sînt influenţate mai puţin, însă viteza vîntului este mai mare decît pe versanţi. Din aceste cauze, turbulenţa este mai puternică pe marginile văii, în contact cu pereţii acesteia. Cînd valea îngustă este şi mică, se produce turbulenţă violentă, cu scuturături puternice la ieşirea din vale (fig. 30).

În trecători, versanţii expuşi insolaţiei încălzindu-se puternic, deasupra lor apar ascendenţe, iar la cei adăpostiţi, descendenţe. La traversarea trecătorii, avionul pătrunzînd succesiv în curenţi ascendenţi şi descendenţi, aceştia îl aruncă în sus şi în jos. La ieşirea din trecătoare, imediat deasupra cîmpiei de la ambele ei capete, se formează vîrtejuri puternice. De-a lungul trecătorii, mai jos de nivelul versanţilor, vîntul, chiar cel slab, intensificîndu-se, determină formarea de nori joşi, care, atunci cînd vîntul este puternic, pot astupa trecătoarea.

O serie de înălţimi (coline), chiar şi mici, situate într-o regiune de cîmpie, pot acţiona diferit asupra condiţiilor atmosferice. Ele pot coborî plafonul norilor existenţi prin îngroşarea bazei lor sau conduce la formarea de nori joşi şi de ceaţă înaltă, mai ales atunci cînd regiunile de coline sînt împădurite. De asemenea colinele pot crea o stare turbulentă a aerului care se întăreşte în partea de sub vînt a acestora, atunci

cînd vîntul puternic suflă normal pe orientarea generală a colinelor. Scuturături de natură termică pot fi așteptate deasupra colinelor fără vegetație, caz în care chiar cele mai mici ridicături (de cîțiva metri) încălzite, pot amorsa un curent vertical. Dacă la piciorul colinei există un curs de apă mărginit de cîmpii umede, are loc o circulație închisă, un fel de vîrtej cu axa orizontală, avînd o viteză mică de rotație.

În cele ce urmează, se dau indicații generale asupra modului de manifestare a undelor de munte asupra avionului aflat în zbor.

13.1.2.1. **Curenții verticali.** Unul din cele mai importante aspecte ale undelor de munte, din punctul de vedere al aviației, este prezența curenților verticali asociați cu aceste unde, a căror intensitate uneori depășește viteza ascensională maximă a multor avioane. Curenții verticali asociați cu undele de munte sînt de asemenea înșelători, deoarece condițiile de zbor în undele datorite reliefului în mod uzual sînt liniștite, astfel că pilotul nu poate avea nici o indicație sigură asupra existenței lor, în afara celei dată de altimetru. Se poate întîmpla ușor unui pilot să zboare prin undele de munte avînd astfel amplitudine moderată, fără să-și dea seama de aceasta.

Un pilot, cînd zboară transversal pe unde de munte, încearcă zone alternative de ridicare și de coborîre. Chiar deasupra dealurilor foarte mici, viteza curenților verticali poate atinge cîțiva m/s, pe cînd deasupra și în partea de sub vînt a munților ceva mai înalți decît 1 000 m, se întîlnesc viteze de 10 m/s și mai mari. În sisteme cu unde puternice, în cele două zone principale de curenți descendenți, adică deasupra pantei de sub vînt și în partea vîntului descendent a zonei de rotor, vitezele verticale ating în mod curent 10 m/s ; în cazuri mai grele, pot fi observate viteze de 25 m/s sau mai mari. Ca indicații, se dau următoarele valori ale vitezelor verticale în undele de sub vînt : la înălțimi între 4,6 și 6,7 km — 10 m/s între 6,7 și 7,6 km — 5 km/s, iar la înălțimi mai mari de 10 km — 2 m/s.

Se apreciază de asemenea că pierderea de înălțime de 600 m în două minute corespunde unui curent descendent de 5,6 m/s ; foarte puține avioane ar putea rămîne timp mai îndelungat într-o asemenea zonă fără a fi proiectate în mod periculos în spre munți ori în interiorul straturilor cu turbulență puternică.

În prezența undelor, zonele de curenți descendenți apar în general imediat în vîntul descendent al unei coame de munte. Un avion, zburînd în vîntul ascendent către o coamă de munte, fiind prins într-un curent descendent puternic aproape de coamă, poate fi pus în situația de a nu putea cîștiga înălțime suficientă în timpul necesar trecerii muntelui. Pericolul pentru avion este mărit prin faptul că zborul prin unde este adesea liniștit, chiar atunci cînd viteza de ridicare și coborîre poate fi apreciabilă.

Noaptea, cînd nu se pot vedea norii periculoși sau cînd cerul este complet acoperit, pierderea de înălțime este indicată numai de altimetru ori de variometru ; în această situație, zborul cu pilotul automat poate avea ca rezultat un dezastru pentru un echipaj neprevăzător, deoarece încercările de a menține altitudinea în timpul zborului prin

unde, fie prin manevrele navigatorului, fie prin pilotul automat cuplat pentru altitudine, prezintă mari pericole de pierderea stabilității.

Deasupra dealurilor și munților, undele de obicei ating amplitudinea lor maximă la un nivel care de cele mai multe ori se află sub aproximativ 4 000 m, iar în cazul șirurilor mari de munți, amplitudinea maximă poate fi la un nivel ceva mai înalt. Deasupra acestui nivel, amplitudinea descrește, deși uneori destul de încet. Mai puțin frecvent se pot întîlni unde dominante în troposfera superioară și în stratosfera inferioară; acestea prezintă un pericol mult mai mic pentru avioane, decît cele care predomină în troposfera mijlocie sau în cea inferioară. Pe de altă parte, atunci cînd avionul traversează un lanț de munți paralel cu vîntul, fluctuațiile în înălțime pot fi în fază ori în afară de fază cu cele ale curentului de aer, după cum aparatul zboară în vîntul descendent ori în vîntul ascendent. Mai mult încă, atunci cînd zboară transversal pe vînt de-a lungul părții de sub vînt a unei coame lungi de munte, un avion poate rămîne în mod continuu într-un curent descendent pînă ce traversează întreaga lungime a coamei, cu pierdere catastrofală de înălțime.

Proceduri recomandate pentru zborul prin curenți verticali. Cînd în zborul de înălțime mare deasupra unui teren deluros se întîlnesc unde minore, avînd ca rezultat variații mici de înălțime, nu este necesar ca pilotul să întreprindă o anumită acțiune specială. Este însă recomandabil ca el să supravegheze altimetrul, în particular atunci cînd trece deasupra colinelor joase avansate ale lanțurilor mai mari de munți, care se află în fața rutei de zbor.

Cea mai imperioasă necesitate de a acționa apare atunci cînd se întîlnesc efecte puternice la un nivel care nu poate oferi o rezervă suficientă pentru schimbări mari de înălțime; dacă nu este posibil să se înconjoare o zonă cu activitate vădită de unde, lanțul de munte va fi traversat la un nivel cel puțin cu 50% mai înalt decît înălțimea vîrfurilor lanțului muntos deasupra terenului înconjurător. Pilotul trebuie să aibă în vedere că șiruri lungi de munți, care se situează transversal pe vîntul general, favorizează mai mult formarea de unde puternice și extensive decît dealurile sau munții izolați; asemenea pericole fiind mai mari în nori și pe întuneric, nu este prudent a pătrunde în undele puternice de munte, utilizînd zborul instrumental.

Undele puternice sînt aproape întotdeauna asociate cu vînturi puternice. În consecință, rămînerea avionului în regiunile de curenți descendenți variază considerabil, după cum avionul zboară în vîntul ascendent ori descendent. Astfel, coamele lungi pot fi străbătute cel mai bine transversal și dacă un avion este prins într-un curent descendent puternic, cel mai util lucru pentru pilot este să schimbe repede ruta înspre direcția opusă, pentru a avea posibilitatea să aprecieze situația. De asemenea este recomandabil să se exploateze regiunile de curenți ascendenți (în special cele din vîntul ascendent al zonei de „rotor"), în scopul cîștigării rezervei de înălțime necesară a face față zonei de curenți descendenți care urmează. Avioanele de viteză mare nu trebuie să zboare prin undele puternice sub aproximativ 5 000 m,

cînd înălțimea munților depășește 3 000 m și, în special, zborul să nu se facă în direcția vîntului descendent.

Zborul avioanelor ușoare deasupra munților este mai riscant. Aceasta se datorește vitezei reduse a avionului, iar în multe cazuri vitezei ascensionale coborîte și plafonului limitat pe care îl poate atinge. Uneori este imposibil ca un avion ușor să traverseze o coamă de munte atunci cînd se află în limitele plafonului său teoretic; situațiile cele mai grele se întîlnesc în zborul transversal peste o coamă, împotriva vînturilor contrare puternice, atunci cînd acționează unde viguroase.

13.1.2.2. **Turbulența.** S-a remarcat în mod frecvent că zborul prin undele de munte este deseori liniștit, în special la niveluri mai înalte, așa cum rezultă din contururile netede ale norilor orografici lenticulari. În unele regiuni ale spațiului aerian, se poate produce însă turbulență violentă în asociație cu undele, tranziția de la curentul liniștit la cel turbulent putînd fi bruscă.

În regiunile muntoase, turbulența se poate produce la nivelul vîrfului muntelui precum și deasupra ori dedesubtul acestui nivel.

Turbulența în stratul de frecare este mai viguroasă deasupra terenului muntos neregulat decît la șes. În regiunile cu munți mari avînd pante alungite, turbulența poate fi semnalată prin „zidul de föhn“ care se scurge în josul pantei de sub vînt.

Gradul de scuturături, suportat de un avion într-o stare dată de turbulență, variază în mod larg în funcție de mărimea, viteza și caracteristicile fiecărui aparat. O situație potențial periculoasă poate apărea cînd se zboară la o înălțime care procură numai o rezervă limitată de degajare deasupra munților. Atunci este posibil să se piardă înălțime, datorită coborîrii liniștite în unde, astfel că avionul poate întîlni pe neașteptate turbulență tocmai cînd degajarea sa deasupra terenului ridicat a devenit neîndestulătoare.

Turbulența în zona rotorului. Cel mai comun și mai important sediu de turbulență puternică în undele de munte este zona norilor „rotor“, care se formează în vîrtejurile mari staționare dedesubtul crestelor undelor de sub vînt la un nivel comparabil cu înălțimea muntelui care produce unda. Rotorul cel mai puternic se află dedesubtul primei creste a undei de sub vînt în curentul descendent al coamei de munte.

Zona rotorului dă naștere celei mai puternice turbulențe care apare în scurgerea aerului deasupra munților, în unele cazuri aceasta fiind chiar mai violentă decît cea care se produce în cele mai grele oraje. În această zonă, sînt frecvente accelerații de la 2 g la 4 g, iar în timpul unor cercetări pe teren, s-au constatat și accelerații de peste 7 g.

Zonele care prezintă cel mai mare pericol sînt norii „rotor“, cu vîrfuri neobișnuit de înalte (în jurul a 10 000 m) și cu vînturi foarte puternice, evidențiate prin „nori în rulouri“, extinși uneori departe în vîntul descendent și conținînd praful de la sol transportat pînă la ei.

Pericolul turbulenței datorită rotorilor este accentuat, întrucît curentul descendent din partea lor de sub vînt și curentul ascendent

din partea situată în vînt pot tîrî avionul în interiorul acestui nor. Avioanele cu mare viteză, zburînd în vînt prin zonele cu rotor bine dezvoltat, pot suferi un efect de rupere atît de puternic, încît structura avionului să fie periclitată. De aceea, avionul trebuie să evite zona de rotor, atunci cînd ea este dezvoltată în întregime.

Turbulența datorită rotorului este mult mai intensă în undele generate de munții mari ; ea poate determina pierderea completă a controlului avionului pentru perioade scurte în zborul din zonele rotor, deoarece în interiorul vîrtejurilor staționare se pot produce variații în viteza vîntului de la 10 la 25 m/s, și a vitezelor verticale de la + 8 m/s la — 5 m/s în 2—3 secunde. Aceste variații corespund unor accelerații de la 2 g la 4 g, mai mult decît suficiente pentru a constitui un risc serios pentru avioanele de transport.

Situația cea mai periculoasă se întîmpină atunci cînd lipsa umezelii împiedică formarea norilor sau cînd cerul este complet acoperit cu un strat gros de nori joși. În asemenea cazuri, nici un indiciu vizual nu semnalează existența zonei de turbulență.

Cea mai bună asigurare împotriva întîlnirii turbulenței din zona de rotor este o rezervă suficientă de înălțime, deasupra vîrfurilor munților pentru aceasta este necesar să se zboare la un nivel de cel puțin $1^1/_2$ ori înălțimea muntelui deasupra terenului înconjurător și, preferabil mai înalt.

Turbulența la mare altitudine. Turbulența cu cer senin de la mare altitudine este mai frecventă deasupra munților decît la șes ; distribuția spațială a curenților ascendenți și descendenți de 15—20 m/s, întîlniți la nivelurile înalte deasupra munților, par a indica prezența unor mari turbioane turbulente avînd o mărime caracteristică de aproape 2 km.

13.1.2.3. **Erori în citirile altimetrului de presiune.** Unele accidente de zbor au fost atribuite erorilor foarte mari de altimetru, care s-ar fi produs în zborul deasupra terenului muntos. Observațiile efectuate pe teren, asociate cu o tratare serioasă a problemei erorilor altimetrului, au arătat că în cazurile menționate au existat mari exagerări, generate de interpretarea greșită a realității. Erori ale altimetrului se produc, însă sub nici o formă ele nu reprezintă riscul principal al zborului deasupra munților.

Scurgerea aerului sub formă de unde deasupra munților afectează în două feluri citirile altimetrului. Întîi, presiunea nu este numai o reflectare a condițiilor hidrostatice în care s-a gradat altimetru, ci este determinată în parte de accelerațiile verticale ale aerului în scurgerea neorizontală. S-a apreciat că într-un caz cu unde puternice, efectul integrat al acestor accelerații a produs, la nivelul de 300 mb, o diferență aparentă de înălțime între crestele și văile undelor, de 195 m. În al doilea rînd, deoarece în mod practic scurgerea aerului este adiabatică, crestele undelor sînt reci, iar văile calde. Aceste abateri față de profilul neperturbat al temperaturii, produc erori de aproape aceeași mărime (204 m în acest caz) cu acelea datorită accelerațiilor verticale, însă de semn contrar. Deci, cele două surse de erori sînt aproape compensate prin ele însele. Rezultă că erorile adiționale ale altimetrului, care apar

în timpul zborului deasupra munților, sînt neglijabile în comparație cu erorile la care sînt supuse întotdeauna altimetrele de presiune.

Desigur că o parte substanțială a erorilor în evaluarea înălțimii, în apropierea vîrfurilor munților, în undele cvasistaționare se datorează chiar undelor. Cînd acestea sînt prezente, există o zonă de curenți descendenți imediat în scurgerea descendentă de la vîrf și o zonă de curenți ascendenți, mai departe, în scurgerea descendentă de cealaltă parte a undei. Un pilot, zburînd în vîntul ascendent în direcția unui munte, poate face citirea în partea de sub vînt a crestei undei, acolo unde aerul este ascendent. Cu foarte puțin mai tîrziu, avionul întîlnește zona curenților ascendenți unde, dacă pilotul nu este prevăzător, avionul poate pierde din înălțime într-o proporție de 500 m pe minut sau și mai mult. Astfel la cîteva minute după citirea altimetrului, avionul poate fi la o altitudine cu mult peste 1 000 m mai coborîtă decît cea indicată de altimetru.

Erorile mari de altimetru relatate de piloți se datoresc și următorilor factori :

a) În timpul apropierii, în vîntul ascendent, de o coamă de munte, pilotul controlează altimetrul și apoi, fără să-și dea seama, pătrunzînd în curentul descendent al unei unde, constată că se apropie de coasta muntelui la o înălțime evident mult mai joasă decît cea intenționată. Pierderea de înălțime este atunci cu totul reală și nu o indicație că, mai înainte, altimetrul nu a indicat corect înălțimea.

b) O *combinare* nefavorabilă a ceea ce poate fi privit ca eroare „normală“ a altimetrului, (instrumentală și datorită unei atmosfere mai reci decît standard) și a unei reglări a altimetrului mai mare pentru regiunea respectivă ; acestea ar putea duce la o eroare extremă, totală de aproximativ 300 m.

c) O iluzie optică datorită absenței unui orizont adecvat și / sau efectelor de refracție, datorite unei inversiuni.

Trebuie menționat că în scurgerea nestaționară în special, spre exemplu aproape de zona rotorului, se produc accelerații verticale de scurtă durată, însă atunci turbulența asociată constituie un risc considerabil mai mare decît cel datorat unor fluctuații ale altimetrului.

13.1.2.4. **Erori în navigația aeriană.** Curenții verticali în unde sînt însoțiți de variații atît în direcția, cît și în viteza vîntului orizontal între creasta și valea undei, aceasta fiind o consecință implicită a variației amplitudinii unei unde cu înălțimea.

Astfel, dacă amplitudinea undelor crește cu înălțimea, după cum este obișnuit în troposfera inferioară, în mod necesar vîntul orizontal este mai puternic în văile și mai slab în crestele lor. Deasupra nivelului amplitudinii maxime, unde amplitudinea descrește de jos în sus, cele mai puternice vînturi sînt în crestele undelor. Aceste variații ale vîntului orizontal pot fi substanțiale, de la crestele la văile undelor, atingînd 10—25 m/s.

Datorită inerției avioanelor puternice și a rapidității cu care asemenea variații ale vîntului pot fi întîlnite, ele au mare efect asupra vitezei aparatului. Această situație este agravată prin legătura de bază

între curenții verticali și perturbațiile vîntului orizontal, care acționează astfel încît variațiile vitezei aerului să se adauge ; variațiile totale ale vitezei avionului în timpul zborului prin unde au atins aproape 50 m/s deasupra Europei. Deci, variațiile vîntului orizontal contribuie indirect la pericolul pierderii stabilității.

Din punctul de vedere al navigației, este posibil ca cele mai multe erori să apară atunci cînd un avion zboară paralel cu o coamă lungă de munte, orientată transversal pe vîntul general. În acest caz, avionul poate rămîne un timp oarecare într-o regiune, în care vîntul este realmente diferit față de cel predominant la o distanță de cîțiva kilometri. Deci cînd acționează undele, piloții nu trebuie să aibă prea mare încredere în vînturile prevăzute, întrucît în mod inevitabil, în prognoza acestora nu se poate ține seama de perturbațiile datorate undelor care, în sensul sinoptic, sînt locale.

13.1.2.5. **Givrajul.** Cea mai dificilă situație de givraj apare atunci cînd izoterma de 0° nu este cu mult deasupra vîrfului obstacolului și pilotul își pune problema dacă poate zbura în stratul dintre această izotermă și obstacol.

Dacă zborul dedesubtul izotermei de 0° este considerat riscant din cauza variațiilor probabile ale înălțimii în unde, atunci principalele alternative sînt :

— să se zboare destul de sus pentru a se evita efectele scurgerii aerului și tendința către givraj,

— să se zboare deasupra nivelului izotermei de 0° ; în interiorul unui strat care poate provoca givraj, numai dacă distanța este scurtă și dacă avionul dispune de aparatură modernă pentru degivrare ;

— să se aleagă o rută alternativă, evitînd terenul ridicat dacă o asemenea rută există,

— să se abandoneze zborul.

13.1.2.6. **Detectarea din zbor a efectelor munților.** Navigatorul are uneori posibilitatea să detecteze din zbor efectele scurgerii aerului deasupra munților ; prin folosirea acestor observații el poate deci, pînă la un anumit grad, să-și dea singur seama de existența pericolelor. Mijloacele de detectare pot fi vizuale, instrumentale sau combinate.

Detectarea vizuală — Nori. Cea mai edificatoare sesizare vizuală este oferită de varietatea norilor ale căror caracteristici depind de natura scurgerii aerului. Pilotul care zboară regulat peste munți trebuie să fie familiarizat cu aceste tipuri de nori și cu semnificația lor.

Norii lenticulari de undă în troposfera mijlocie și înaltă sînt ușor de recunoscut după forma și contururile lor netede. Ei dau o indicație sigură că acolo acționează undele și dacă sînt observați mult înainte ca avionul să ajungă la munte, pilotul are posibilitatea să aprecieze situația și să decidă asupra schimbării nivelului zborului sau a rutei. Ocazional, conturul norilor de undă se alterează și ia un aspect destrămat, în locul celui uzual, neted. Aceasta poate fi un indiciu asupra prezenței turbulenței în stratul corespunzător și zborul în interiorul sau în apropierea norului trebuie evitat.

„Norii în cascadă" sau „zidul de föhn" de asemenea trebuie evitați. În mod uzual, ei sînt turbulenți, iar în interiorul lor se produc curenți descendenți puternici, din care cauză zborul este riscant.

Norii rotori, de asemenea sînt turbulenți și pînă la un anumit grad violenți, mai cu seamă primul nor rotor din vîntul descendent al unei coame importante de munte în condițiile unui vînt puternic. Prezența norilor rotori bine dezvoltați indică, pe lîngă turbulența din apropierea sau din interiorul lor, existența curenților descendenți puternici, în special deasupra pantei de sub vînt a coamei de munte și imediat în vîntul descendent al norului rotor.

Detectarea vizuală (fum, praf etc.). Norii oferă într-adevăr cea mai folositoare indicație vizuală asupra perturbațiilor în scurgerea aerului cauzată de munți, dar aceste perturbații nu sînt întotdeauna însoțite de nori. În asemenea cazuri, comportarea și mișcarea fumului și a prafului pot fi cîteodată de ajutor pilotului. O inversare locală a vîntului, de la sol mai ales, poate fi sesizată datorită mișcării prafului ; aceasta în mod uzual înseamnă că deasupra solului există unde și rotori. Fumurile coșurilor pot da aceleași indicații prețioase ca și praful.

Aterizarea pe aerodromurile situate în interiorul munților poate fi riscantă în timpul unui vînt puternic și atunci caracterul traiectoriei prafului sau a fumului poate fi deosebit de folositor. La asemenea aerodromuri este necesar să se instaleze mai multe *giruete*, astfel ca pilotul să poată vedea variațiile vîntului de la sol deasupra aerodromului, unde în mod obișnuit nu există fum sau praf.

Detectarea instrumentală. Cînd se zboară prin nori sau noaptea, deasupra munților, indicații asupra undelor de munte sînt date de către instrumentele de la bordul avionului. După cum s-a mai arătat, la exteriorul unor regiuni turbulente zborul în unde este în general cu totul liniștit, chiar cînd există curenți verticali puternici ; în cazul acesta necesitatea supravegherii atente a instrumentației este de cea mai mare importanță.

Deși citirile altimetrului de presiune, efectuată deasupra munților, pot da erori pînă la 300 m la înălțimea de 3 000 m, asemenea erori sînt datorate mai curînd limitelor generale de precizie ale altimetrelor decît efectelor speciale ale munților. În consecință, corecțiile altimetrului pentru abaterea temperaturii existente față de cea standard trebuie aplicate cu grijă, în special atunci cînd nivelul zborului nu oferă o vizibilitate satisfăcătoare a terenului. Altimetrul este de cea mai mare utilitate la indicarea variațiilor rapide ale înălțimii, în unde, și de aceea necesitatea consultării lui cît mai frecvente nu mai trebuie accentuată. Un radioaltimetru este un instrument adițional folositor pentru zborurile deasupra munților. Variometrul este de asemenea indicat pentru a releva fluctuațiile înălțimii în unde și, la fel ca altimetrul, el trebuie controlat în mod frecvent.

13.1.2.7. **Situații sinoptice favorabile producerii undelor.** Deasupra munților, vînturile puternice generatoare de unde marcante, avînd importanță pentru aviație, apar de obicei atunci cînd predomină situații ciclonice mobile. În partea dinspre pol a ciclonilor, viteza vîntului

descrește de jos în sus; deseori, această descreștere este însoțită de variații substanțiale ale direcției. În partea dinspre ecuator a ciclonilor însă, în mod curent vîntul crește cu înălțimea, iar direcția lui se păstrează cel puțin într-o grosime apreciabilă a troposferei. Astfel, deși vînturile puternice, avînd o structură favorabilă producerii undelor, pot apărea cîteodată în multe alte feluri, regiunea dinspre ecuator a activității ciclonice este deosebit de favorabilă apariției undelor de munte.

Un strat gros de aer rece, aflat mult înaintea sau mult în spatele depresiunilor, posedă rareori stabilitatea statică suficientă pentru generarea undelor marcante.

Mai frecvent curenții de aer favorabili producerii undelor de sub vînt apar aproape de fronturi și în sectoarele calde, în partea dinspre ecuator a activității ciclonice viguroase; ca atare variații puternice în apariția undelor sînt asociate cu apropierea și trecerea fronturilor. O masă de aer aflată mult înaintea unui front rece, care se apropie, poate avea un gradient vertical aproape adiabatic umed și un profil al vîntului care nu arată o creștere substanțială a vitezei cu înălțimea. În această masă de aer, probabilitatea producerii de unde însemnate este neglijabilă. Înapoia frontului rece însă poate exista un strat subțire de aer rece manifestat printr-o inversiune la o oarecare distanță deasupra solului. Mai mult încă, în cazul acesta poate fi așteptată o creștere a vîntului cu înălțimea. Ca atare se pot dezvolta unde imediat după trecerea unui front rece deasupra unei regiuni deluroase. Atunci însă cînd frontul se retrage și stratul de aer rece se adîncește, inversiunea frontală se va ridica din ce în ce mai sus, pînă ce, în final, va rămîne un strat adînc, amestecat convectiv; acesta împiedică scurgerea liniștită a liniilor de curent și este puțin probabil ca el să conțină unde.

În mod similar, apropierea unui front cald este asociată cu variații marcante ale efectelor undelor. Deasupra munților foarte înalți, uneori și deasupra munților de înălțime mai redusă, intensitatea vîntului, asociată cu unde puternice arată aproape în mod invariabil că la înălțime există un curent jet sau că acesta nu este prea departe.

13.1.2.8. **Amplitudinea undelor de munte.** Amplitudinea undelor de munte depinde atît de topografie, cît și de proprietățile curenților de aer.

La coame simetrice, amplitudinea undelor de sub vînt depinde de înălțimea coamei deasupra terenului înconjurător și, de asemenea, de scara ei orizontală; dacă scara orizontală a muntelui coincide aproximativ cu lungimea undei de sub vînt, aplitudinea undei va fi mult mai mare decît în cazul șirurilor mai întinse de munți.

Rezultă că pentru un curent de aer dat, care se scurge deasupra terenului muntos, cele mai mari amplitudini ale undelor nu trebuie să se găsească în mod obligatoriu în partea de sub vînt a munților celor mai mari, deoarece multe terenuri muntoase prezintă mari neregularități și, în particular, în scurgerea aerului deasupra munților întinși, adesea se suprapun lungimi de undă scurtă.

Amplitudinea undelor de sub vînt este supusă unor variații mari, chiar printre curenții de aer avînd profile ale vîntului și stabilității similare; amplitudini mai mari ale undelor sînt mai probabile în

curenții de aer, conținînd un strat subțire, cu stabilitate mare, decît în condițiile unei stabilități mai mici, într-un strat gros. În general, amplitudinea maximă este atinsă în interiorul ori în apropierea stratului cu stabilitate maximă ; cu cît este mai pronunțată stabilitatea, cu atît mai legat de acest strat tinde să se producă amplitudinea maximă a undei.

Dacă stabilitatea este concentrată într-un strat subțire, ca, spre exemplu, la o inversiune, amplitudinea are un maxim mai accentuat aproape de acest nivel și scade repede, atît deasupra, cît și dedesubtul lui. Existența unei inversiuni este uneori esențială pentru formarea undelor. Acest lucru este dovedit prin mari ondulații care se formează în straturile de inversiune. Cu cît este mai adîncă inversiunea, cu atît mai pronunțată devine amplitudinea maximă a undelor. Aceasta înseamnă că intensitatea undelor descrește repede deasupra unei inversiuni.

13.1.2.9. **Caracterul topografiei.** Terenul muntos este compus adesea dintr-o serie de dealuri ori coame individuale. Perturbațiile generate de fiecare din aceste formațiuni individuale, suprapunîndu-se trenului de unde, născute în curentul superior, are adesea, ca rezultat producerea unui tip complicat, în care nu există o succesiune regulată de ascendențe și descendențe. Cîteodată, perturbația aflată imediat deasupra unei coame poate fi în fază cu unda de sub vînt a curentului superior al altor dealuri și poate avea ca rezultat o singură undă mare. Astfel, coamele asimetrice sînt mai eficiente în dezvoltarea undelor de sub vînt, avînd amplit udini apreciabile într-o gamă întinsă de lungimi de undă. Extinderea benzii de lungimi de undă efective se amplifică cu creșterea asimetriei. Faza undelor de sub vînt de origine topografică este de asemenea efectuată asimetric ; creasta primei unde de vînt este deplasată cu trei sferturi dintr-o lungime de undă în curentul descendent al crestei muntelui. Munții mari influențează formarea lungimilor de undă mai lungi, iar munții mici, lungimi de undă de sub vînt mai scurte. În aceste condiții, variația cu înălțimea amplitudinii undei de sub vînt poate fi cu totul deosebită pentru cele două serii de unde. Din acest motiv, caracteristicile curenților verticali și, în mod similar, cel al norilor de undă, deasupra terenului foarte neregulat, poate fi atît de complicat, încît să nu se poată evidenția nici o relație vădită cu terenul însuși. De asemenea, variații cu totul neînsemnate în caracteristicile curentului de aer pot avea ca rezultat variații mari cu localizarea și mărimea curenților verticali.

Amplitudinea undelor staționare depinde de asemenea de mărimea și de forma coamei de munte ; cu cît muntele este mai înalt, cu atît este mai mare amplitudinea.

Curenții de aer au o lungime de undă naturală, iar pentru un munte dat, amplitudinea undelor de sub vînt atinge valoarea maximă cînd lărgimea lui corespunde cu lungimea de undă naturală a curentului de aer. Astfel, dacă un curent de aer este favorabil formării de unde viguroase în partea de sub vînt a unui munte mic, el nu va produce în mod obligatoriu unde mari deasupra munților mai înalți.

Lungimea de undă naturală a unui curent de aer crește cu viteza vîntului. Deci, pentru formarea de unde cu amplitudine mare, munții mai înalți au nevoie de vînturi mai puternice decît munții mici.

O succesiune de coame situate în direcția vîntului poate să intensifice ori să slăbească undele generate, în funcție de poziția coamelor în raport cu lungimile de undă ; astfel, undele generate de unele coame pot fi reîntărite de coamele inverse. Acest efect poate fi repetat de cîteva ori, dacă există o succesiune de coame astfel distanțate, încît să fie în fază cu lungimea de undă naturală a curentului de aer.

Un alt tip de variații de durată scurtă apare atunci cînd activitatea convectivă din straturile inferioare împiedică scurgerea liniilor de curent și stînjenește formarea undelor. Presupunînd că alte condiții pentru formarea de unde sînt îndeplinite, o aversă sau o ploaie de instabilitate, însoțită de curenți descendenți puternici, poate forța curentul de aer să se scurgă în jos pe panta de sub vînt și să inducă unde, care, deși de scurtă durată, pot fi destul de intense.

Scurgerea aerului în jurul dealurilor individuale, a marginilor unei coame scurte sau a piscurilor izolate, prin reducerea efectului muntelui deasupra deformației verticale a curentului de aer, face mai puțin probabilă dezvoltarea undelor de sub vînt, decît în cazul coamelor foarte lungi, avînd secțiuni transversale similare, situate transversal pe vînt. În acest caz este totuși posibilă producerea undelor ; aceste unde, în general, vor avea o amplitudine mai mică (mai ales prima undă de sub vînt) și se vor amortiza mult mai repede în curentul descendent, decît undele generate de o coamă întinsă. Dacă dealul este oval, iar axa sa majoră se află transversal pe curentul de aer, se produce un sistem apreciabil de unde a căror amplitudine este însă mult redusă, dacă axa majoră a dealului formează un unghi mai mare decît 30 de grade cu normala pe curentul de aer. Un efect adițional constă în faptul că amplitudinea unei unde de vînt, produsă de un deal izolat, scade mult mai repede cu înălțimea decît cea datorată unei coame lungi.

13.1.2.10. **Variații zilnice și anotimpuale ale undelor.** Straturile inferioare ale atmosferei sînt supuse unor mari variații zilnice a stabilității și a structurii vîntului. Răcirea prin radiație ce începe pe înserat, în zilele senine provoacă creșterea stabilității și descreșterea vîntului în straturile de la sol, ceea ce are ca rezultat posibilitatea producerii undelor în timpul serii ; acest lucru nu ar fi posibil în timpul zilei, din cauza amestecului straturilor joase ale atmosferei. Este însă probabil că undele care se dezvoltă în cursul serii, ca urmare a creșterii stabilității straturilor celor mai joase, să aibă cea mai mare amplitudine aproape de sol și să slăbească repede deasupra lui. Ele au deci importanță numai în cazul avioanelor care zboară la mică înălțime. Undele formate în cursul serii pot continua în timpul nopții și în preajma răsăritului Soarelui, pînă ce încălzirea din dimineața următoare reduce stabilitatea, cu condiția ca alte schimbări să nu împiedice undele. Acest gen de efect este important pentru undele de sub vînt produse de dealuri mici, astfel că ele sînt de interes minor pentru avioanele grele.

Pentru dealuri de mărime moderată și munți, efectul de zi cel mai important este desigur acela al vînturilor catabatice. Pentru munții foarte înalți, efectele zilnice sînt aproape nesesizabile ; dezvoltarea undelor depinde în acest caz de întreaga troposferă, ele formîndu-se atunci cînd evoluția situației sinoptice are ca rezultat un curent de aer convenabil, indiferent de momentul zilei sau al nopții.

Există de asemenea o variație anotimpuală în frecvența efectelor undelor. Iarna, tendința mai mare pentru stabilitate la nivelurile joase ale maselor de aer și frecvența mai mare a situațiilor cu vînturi puternice, care cresc în mod marcant cu înălțimea, sugerează că undele orografice ar trebui să fie mai frecvente în perioada de iarnă decît în alte anotimpuri ; cu toate că observațiile arată o lipsă evidentă a undelor în timpul verii, maxima nu se situează totuși în plină iarnă, în toate regiunile. Se pot produce maxime de frecvențe ale undelor în martie-aprilie, cu un maxim secundar în septembrie-octombrie. Aceasta poate fi datorită orientării coamei de munte respective, în raport cu direcția vîntului predominant, în diferite anotimpuri.

13.1.3. **Unele reguli generale de protecție, recomandate la zborul în undele de munte.** În general, este recomandabil să se evite zborul în zona afectată de unde. Dacă acest lucru nu este posibil, se recomandă următoarele măsuri de precauție :

— Să se mențină o supraveghere frecventă a altimetrului, în special noaptea sau cînd se zboară prin nori. Se reamintește că altitudinea indicată de un altimetru de presiune poate fi cu cîteva sute de metri mai mare decît altitudinea reală a avionului.

— Să se facă apropierea de lanțul muntos de sub un unghi de 45° mai cu seamă cînd se zboară în vîntul ascendent, astfel încît să se poată face o întoarcere rapidă înainte de coamă, dacă pe neașteptate pilotului i se pare periculos să continue zborul.

— Atunci cînd se zboară în vînt, să se utilizeze zonele de curenți ascendenți pentru a cîștiga înălțime. În special, trebuie să se caute curenții ascendenți în vîntul ascendent al norului rotor și de asemenea, în cei ai norilor lenticulari, dacă există probabilitatea ca aceștia să fie întîlniți aproape de nivelul de zbor. Această manevră trebuie însă să se facă cu precauție, deoarece nu întotdeauna este posibil să se detecteze zonele de curenți ascendenți.

— Să se evite zborul în norii rotor ; de asemenea să se evite norii lenticulari, cînd marginile lor sînt sfîșiate și neregulate.

— Să se evite zborul instrumental printr-o undă puternică.

— La un vînt destul de tare (începînd cu 7—8 m/s), perpendicular pe lanțul muntos, zborul să se facă la o înălțime care depășește cu cel puțin 50% vîrful muntelui, iar ca avionul să nu cadă în curenții descendenți din partea de sub vînt, coborîrea să înceapă după ce aparatul se îndepărtează cu 20—25 km de vîrf, deoarece vîrtejurile slăbesc treptat pe măsură ce ne îndepărtăm de el.

Atunci cînd avionul vine din partea situată în vînt a muntelui și este necesar să se coboare în partea de sub vînt, să se depășească cît mai repede vîrful muntelui, iar coborîrea să se facă în zona în care

transformarea rapidă și permanentă a norilor nu este atît de activă; aceasta deoarece, zonele de turbulență sînt indicate tocmai prin transformările rapide ale norilor.

Să nu se intre în curentul descendent de sub vînt după ce s-a trecut vîrful muntelui, atunci cînd zborul se face în direcția vîntului sau înaintea vîntului, în cazul vîntului de sens contrar.

Deoarece pantele descoperite, prin încălzire, produc ascendență, iar cele împădurite, descendență, este mai bine ca zborul să se facă deasupra munților descoperiți.

În zborul deasupra văilor, atunci cînd vîntul suflă în direcția de zbor, să se zboare cît mai departe de versanți, iar cînd vîntul suflă transversal, să se zboare mai aproape de versanții situați în partea de sub vînt a văii. La traversarea trecătorilor, să se ia înălțime, pentru a se evita curenții descendenți din părțile lor adăpostite.

13.2. INFLUENȚA PĂDURILOR

Deasupra unei păduri mari, aerul este mai rece decît în regiunile învecinate și lipsite de vegetație. Ca rezultat, aerul se scurge dinspre pădure spre părțile mai calde, învecinate. Aerul de deasupra pădurii se răspîndește astfel în toate părțile, iar în compensare, deasupra ei se stabilește un curent descendent. În lipsa vîntului și dacă pădurea este întinsă în raport cu împrejurimile, viteza curentului descendent este mică. Dacă însă vîntul suflă dintr-o direcție constantă și maschează efectul brizei locale, masele de aer transportate de vînt și încălzite în timpul zilei deasupra terenului fără vegetație, trecînd deasupra pădurii, se contractă pe o grosime destul de mare. Îndesirea fileului de aer produsă astfel determină o ușoară mișcare descendentă, care se resimte deasupra pădurii. Dacă turbulența este slabă, zona răcită este limitată la cîțiva metri înălțime, iar curentul de aer va părăsi pădurea aproape în starea în care se găsea înainte.

Ca urmare a acestor mișcări ale aerului, ziua și pe timp senin, deasupra pădurilor se resimte o mișcare descendentă cu atît mai intensă, cu cît contrastul termic între pădure și terenul înconjurător, fără vegetație, este mai puternic, și cu cît pădurea este mai mică și vîntul are o intensitate mai mare. Dacă deasupra pădurii sînt formațiuni noroase, mișcarea descendentă a aerului de deasupra produce coborîrea plafonului norilor și creșterea în jos a grosimii păturii noroase. Deasupra pădurii se pot forma de asemenea cețuri de advecție (prin pătrunderea aerului cald, aproape saturat, deasupra pădurii) sau cețuri de radiație, mai ales noaptea, determinate fiind de scăderea temperaturii unei mase umede de aer care stagnează pe timp calm deasupra pădurii. Dacă masa de aer umed și rece, care se află deasupra pădurii, este amestecată cu un curent de aer cald și foarte umed, se va produce o condensare trecătoare; astfel, după ploaie se observă adesea fragmente de nori *Stratus*, care plutesc deasupra vîrfurilor copacilor și care se pot transforma în nori *Stratocumulus*.

Deasupra pădurii, vizibilitatea este în general slabă, chiar în lipsa norilor și ceţurilor, din cauza formării de aer ceţos, prin condensarea la o scară mai mică, a vaporilor de apă care se găsesc în mari cantităţi deasupra pădurii.

În timpul nopţii, mișcările descendente sînt mai slabe, sau chiar înlocuite de cele ascendente, deoarece răcirea deasupra pădurii este mai mică decît deasupra terenului înconjurător.

13.3. INFLUENŢA MĂRII

Trecerea unei linii de coastă poate fi marcată printr-o variaţie sau o discontinuitate a elementelor meteorologice ca: direcţia și viteza vîntului, turbulenţa, nebulozitatea, vizibilitatea.

În cazul coastei Mării Negre, care nu are un relief accidentat, perturbaţiile sînt limitate la un strat de aer, avînd o grosime mică (aproximativ 1 000 m). Aerul care vine de pe mare fiind supus frecării de suprafaţa uscatului și convecţiei termice, în el se produc mișcări turbulente și o scădere a vitezei vîntului la jumătate faţă de aceea de pe mare. Efectul uscatului este important în straturile de la sol; el diminuează cu înălţimea și încetează la un anumit nivel. Intensitatea vîntului cu înălţimea este deci mai slabă pe uscat decît deasupra mării, iar direcţia lui, la trecerea de la uscat la mare, se apropie mai mult de aceea a gradientului baric de pe uscat decît de pe mare. Pe mare, vîntul este mai puternic deviat decît pe uscat (unghiul de deviere atingînd 60—65°), și tinde să sufle tangent la izobare. La o înălţime de 500—1 000 m, se întîlnește același vînt deasupra uscatului și a mării.

Regiunea perturbată în zona de coastă se întinde în general pînă la aproximativ 40 km de mare, zonă în care se formează brizele. În timpul brizei de mare, în straturile de aer situate între suprafaţa solului și înălţimea de circa 300 m, se produce o mișcare descendentă deasupra mării, avînd în general o viteză slabă, care dacă nu este compensată de aerul mai rece, poate îngreuna zborul. Dacă însă crestele sînt înalte, vînturile descendente (bora) sînt periculoase deasupra mării.

La trecerea de la uscat pe mare, se constată o schimbare în comportarea avionului, condiţiile de zbor fiind mai bune atunci cînd aparatul se găsește la cîţiva kilometri de coastă și cu atît mai bune, cu cît, turbulenţa este mai slabă; aceasta datorită faptului că deasupra mării, în straturile inferioare, există o mai mare stabilitate a atmosferei, scăderea temperaturii cu altitudinea este mai slabă și dispare turbulenţa dinamică datorită frecării de obstacole, precum și convecţia termică, specifică uscatului. Dacă însă coasta este mai abruptă iar vînturile tari, la trecerea de la uscat pe mare, se pot produce vînturi puternice, întocmai ca la traversarea unui obstacol terestru (vîrtejuri sub vîntul obstacolului), care influenţează zborul la altitudine mică. Curentul de aer venind din larg, întîrziat prin frecare și scurgîndu-se mai puţin repede, crește în grosime; ca urmare, se produce un fel de mișcare ascendentă cu formare de nori, iar în cazul norilor preexistenţi, o

creștere a grosimii păturii noroase, începînd de la bază, și deci coborîrea plafonului. Formațiunile noroase pot fi intensificate și prin efectul temperaturii joase de pe uscat asupra maselor calde și umede de aer care vin de pe mare; turbulența produsă astfel, propagă răceala la înălțime, ceea ce determină formarea de nori joși și continui și de burniță persistentă.

13.4. INFLUENȚA ÎNTINDERILOR DE APĂ (LACURILOR, MLAȘTINILOR)

Deasupra pînzelor de apă de întindere mai mare, ca și deasupra mlaștinilor, în timpul zilei aerul este mai rece și mai umed decît deasupra regiunilor învecinate, uscate. Deci, ca și deasupra pădurilor, deasupra suprafețelor de apă se produc coloane descendente de aer, care se pot întinde pe toată suprafața lor.

La trecerea de la uscat pe suprafețe de apă, contrastul termic dintre aceste suprafețe produce mișcări ascendente și descendente ale aerului, care sînt cu atît mai intense, cu cît temperatura apei este mai joasă și convecția mai puternică. Urmarea formării coloanelor ascendente și descendente de aer este producerea, la contactul dintre suprafețele de uscat și de apă, a vîrtejurilor, care pot fi transportate la distanță de către curenții de aer.

Pe lîngă turbulență și mișcările descendente, deasupra zonelor de apă se produc, în mod frecvent, cețuri de radiație deasupra lacurilor și aburii de dimineață, care se împrăștie în cursul zilei.

De asemenea, dacă contrastul termic între aerul mai cald și suprafața rece a apei este mai puternic, se produce, la contactul lor, ceață de advecție, care nu atinge însă o grosime mare decît deasupra suprafețelor mai mari de apă; aceasta se explică prin faptul că aerul rece, care produce condensarea în cel cald și umed, nu este transportat în sus decît prin turbulență, destul de slabă ca proces.

La contactul aerului mai rece cu suprafața mai caldă a apei însă se produce o ceață mai groasă (ca fumul), din cauza evaporării rapide a apei, determinată de contrastul termic dintre aerul rece care înaintează peste suprafața mai caldă a apei și această suprafață.

Ceața formată pe suprafața apei este antrentă pe uscat sub formă de nori *Fractostratus* sau *Fractocumulus*; dacă advecția aerului rece este continuată și există o pătură de nori joși, acumularea cețurilor într-o direcție dată poate scădea vizibilitatea de la vîrful norilor pînă la sol; apare deci o situație destul de critică, deoarece, la scăderea vizibilității, se adaugă și faptul că suprafața de apă este improprie aterizării.

Dacă lacurile de mare întindere sînt înconjurate de masive muntoase, deci fără posibilitatea de scurgere a aerului, aerul rece coboară de pe munți, se îngrămădește deasupra apei și respinge pe cel cald de sus. La suprafața de separație între aerul cald și cel rece, se formează o pătură de nori *Stratus* joși, din cauza inversiunii de temperatură care se formează la nivelul apei.

13.5. INFLUENȚA REGIUNILOR INDUSTRIALE

Deasupra regiunilor industriale, vizibilitatea verticală scade din cauza pulberilor și a pîclei, scăderea cea mai mare fiind la limita superioară a păturii de aer rece pe care se află pătura de aer cald (inversiune). Pe timp calm, bancurile de pîclă se întind la altitudini variabile și sînt dispuse în șiruri orizontale; prin ele, vizibilitatea verticală este scăzută. Distribuția lor neregulată face ca și vizibilitatea verticală să varieze neregulat, astfel că la o înălțime oarecare, vizibilitatea este bună, iar la cîteva sute de metri mai sus, ea devine slabă.

Dacă inversiunea este mai înaltă (1 000—2 000 m) se poate zbura dedesubtul straturilor de pîclă, iar dacă este joasă (200—300 m) trebuie să se zboare deasupra ei; în acest caz, traiectul razelor luminoase fiind orientat mai vertical, se străbate o pătură mai puțin groasă de pulberi.

PARTEA A TREIA

NAVIGAȚIA AERIANĂ ÎN DIFERITE SITUAȚII ATMOSFERICE

14. ZBORUL ÎN DIFERITE SECTOARE ALE UNUI ANTICICLON

Serviciile meteorologice pentru aviație au ca prim scop să informeze organele de conducere ale aeroporturilor (îndeosebi centrele de dirijare) și echipajele de aeronave, asupra condițiilor meteorologice din zona zborurilor, să furnizeze diferite prognoze de timp (de planning, zonă, rută, decolare și aterizare) pe intervale de timp diferite și să pună la dispoziția echipajelor documentația de zbor.

Echipajele vor folosi cu atît mai bine informațiile și documentația meteorologică de zbor, cu cît vor avea mai multe cunoștințe în acest domeniu.

Cînd zborul se efectuează la o înălțime suficient de mare și în bune condiții de vizibilitate a suprafeței terestre și a orizontului, comandantul de aeronavă are posibilitatea să se orienteze ușor, să mențină avionul în poziția necesară și să aleagă din timp terenul de aterizare. Acestea sînt condiții bune sau simple de zbor și ele se realizează ziua, cînd cerul este senin ori puțin noros și vizibilitatea bună.

Cînd însă zborul se efectuează în condiții de vizibilitate proastă (redusă), prin ceață, prin nori sau în alte condiții meteorologice nefavorabile (fenomene de givraj, turbulență, oraje, viscol, furtuni de praf, vijelii, curent jet etc.), echipajul pilotează avionul cu încordare și utilizează numai aparatele de zbor, iar orientarea se asigură prin mijloacele de radionavigație. Acestea constituie condiții complicate și uneori dificile de zbor și ele se întîlnesc în anumite mase de aer, la zona de contact a maselor de aer, deci în lungul fronturilor meteorologice.

În documentația de zbor și în expunerea verbală, pe care meteorologul consultant o face pentru cursa de care se interesează echipajul, se precizează : regimul baric, tipul masei de aer, poziția fronturilor, fenomene semnificative pentru ruta de zbor și o serie de alte date aero-

logice. De aceea, socotim util ca în cele ce urmează, să analizăm condițiile meteorologice cele mai caracteristice pe care o aeronavă le poate întîlni de-a lungul unor rute de zbor în diferite condiții de timp.

14.1. ZBORUL ÎN ANTICICLON PRINCIPAL

În harta din fig. 103 este redată distribuția cîmpului baric la suprafața solului deasupra Europei, în care se constată un anticiclon centrat

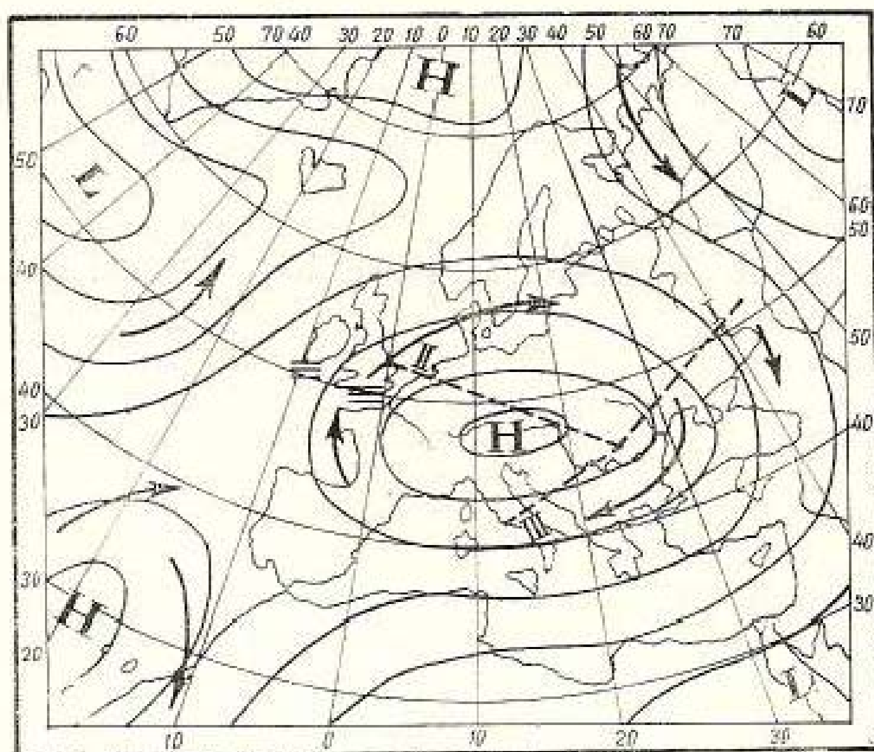


Fig. 103. — Distribuția presiunii la sol. Anticiclon principal pe Europa Centrală.

pe mijlocul continentului, unit printr-o șa cu anticiclonul din Insulele Azore. Deasupra Oceanului Atlantic de nord, în zona de nord a Munților Urali și în Levant există cîte o zonă depresionară. În această hartă, așa cum se obișnuiește pe plan internațional în domeniul aeronautic, s-a notat anticiclonul sau maximul baric cu H (de la englezescul High), iar ciclonul sau depresiunea barică cu litera L (de la Low).

În harta din fig. 104 este redată schematic repartiția izohipselor suprafeței de 500 mb (5 560 m) și în care se observă că deasupra anticiclonului de la sol, centrat pe Europa de mijloc, se află un nucleu anticiclonic (de altitudine). Pe ambele hărți, săgețile indică liniile de curent, deci direcția vînturilor la sol și în altitudine, la nivelul de 5 500 m.

Într-o asemenea situație atmosferică (anticiclon la sol și nucleu anticiclonic în altitudine), se spune că sîntem în timp stabil sau în

regim de anticiclon principal. Dacă la nivelul de 500 mb nu ar fi existat nucleul anticiclonic de altitudine (cele două izohipse închise deasupra Ungariei și României), atunci anticiclonul de la sol nu mai era principal, ci un *anticiclon stabil* (întrucît deasupra exista numai o dorsală anticiclonică).

Deosebirea practică între un anticiclon principal și unul stabil constă în faptul că cel principal durează multe zile (în medie 5—25), pe cînd cel stabil mai puțin (3—15 zile). Se exceptează de la această

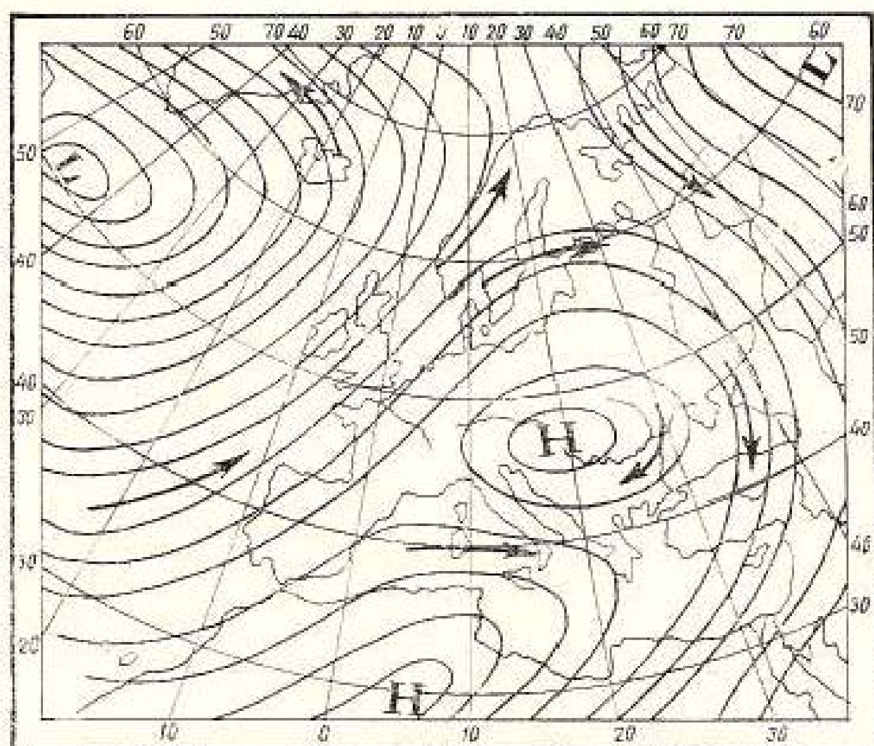


Fig. 104. — Izohipsele suprafeței de 500 mb. Dorsală cu nucleu anticiclonic pe Europa Centrală.

regulă anticiclonii permanenți sau semipermanenți, cum sînt cei tropicali, cel siberian sau cel groenlandez. Anticiclonul principal determină timp frumos, cu secetă prelungită, pe cînd la celălalt, seceta este de scurtă durată.

Anticiclonii formați în Europa Centrală sînt alcătuiți din mase de aer continental polar (cP ori kP) sau continental tropical (cT) și numai în cazuri mai rare, din aer maritim polar învechit și continentalizat (mPw).

Iarna, acest anticiclon menține un timp geros noaptea și relativ călduț ziua, diminețile și în primele ore după apusul Soarelui se formează ceața slabă cu cer vizibil. Din cauza răcirii solului, datorită radiației nocturne, se formează o inversiune termică în primele ore ale dimineții între 100 și 300 m înălțime, dar care se distruge spre orele de amiază, o dată cu creșterea insolației.

Vara, acest maxim baric menține un timp călduros, frumos, cu cer însorit ziua. Din cauza aerului tropical din altitudine, cerul nu este albastru și are o tentă lăptoasă. În stratul de aer din vecinătatea solului și pînă la maximum 1 000 m înălțime, se creează ziua, mai ales între orele 9 și 17, o convecție termică dezordonată, manifestată prin curenți verticali (ascendenți și descendenți), care devin ceva mai puternici pe pantele orientate spre sud. Cerul se menține mai mult senin. Seara, în văile munților, se naște o ceață determinată de briza de munte, care se accentuează în regimul anticiclonic stabil. Dimineața apar pe vîrful munților ușoare bancuri de ceață, care urcă din vale, dispărînd însă repede în masa caldă a aerului.

Navigația aeriană în anticiclon principal ca și în anticiclon stabil se bucură de cele mai favorabile condiții, întrucît cerul senin și vizibilitatea bună sînt factori de mare asigurare a zborului. Decolarea și aterizarea la orele de crepuscul (de dimineața și seara) sînt stînjenite de ceața slabă, cu vizibilitate de 800 — 1 000 m. Atît la sol cît și în altitudine, vînturile sînt slabe.

Să analizăm acum, succint, cîteva trasee de zbor în diferitele sectoare ale acestui tip de anticiclon (fig. 103).

Traseul I — Zbor în sectorul anterior al anticiclonului. Prin sector anterior se înțelege partea de răsărit a anticiclonului, deci partea cu care el înaintează. Un avion care parcurge, de exemplu, ruta București — Moscova, va avea de la sol și pînă la 6—7 km înălțime un vînt din planul stîng, de la 310° la 360° care va fi cu atît mai tare, cu cît izohipsele se îndesesc (fig. 104). Pe hărțile aerologice se pot citi vitezele vîntului la 1 500, 3 000, 5 000 și 9 000 m înălțime. Cerul este mai mult senin, cu bancuri izolate de nori *Stratocumulus* și *Altocumulus* și cu *Altostratus;* la periferia anticiclonului, unde aerul devine ceva mai instabil (aproape de Moscova), apar spre orele de amiază (vara), nori *Cumulus.*

Traseul al II-lea — Zbor în sectorul posterior al anticiclonului. Prin sector posterior se înțelege partea vestică a anticiclonului, deci partea cu care el se retrage din regiunea pe care a ocupat-o cu cîteva zile înainte. Un avion, care parcurge, de exemplu, ruta București-Londra, va avea pînă în centrul anticiclonului (H), atît la sol cît și în altitudine, vînturi slabe din nord sau chiar acalmie în partea centrală (zona încercuită cu izohipsa cea mai interioară). De la Budapesta și pînă la Londra, avionul va avea numai vînturi din planul stîng, de la 180° la 230°, care la marginea anticiclonului devin din ce în ce mai puternice la sol, dar mai ales în altitudine. Desimea izohipselor (fig. 104) deasupra Marii Britanii indică intensificarea vîntului de SV în acest sector al anticiclonului. Cerul este mai mult senin pînă în apropierea coastelor de nord ale Franței, unde încep să se întîlnească fîșii de nori *Cirrus*, izolate, desprinse din sistemul noros al vastului ciclon din partea de sud-vest a Islandei.

În sectorul posterior (vestic) al anticiclonului, formațiunile noroase caracteristice sînt cele *cirriforme,* pentru că deasupra aerului conti-

nental polar stabil alunecă un aer tropical stabil (fig. 18); în sectorul anterior, dimpotrivă, într-o masă de aer stabil, se infiltrează un aer rece stabil, care, în zona de contact, dă naștere la formațiuni noroase stratiforme.

Iarna, în sectorul posterior al anticiclonului, unde domină vînturi calde de sud care trec pe suprafețe reci continentale, se formează ceața de advecție, care persistă zile în șir.

Zborul în sectorul nordic al unui anticiclon se caracterizează prin vînturi la sol și la altitudine, de la 270°, deci vînt de față pentru navigația pe direcția EV și vînt de spate pentru direcția VE. Cerul este variabil, în general puțin noros. Norii caracteristici sînt cei care apar la extremitatea fronturilor calde, reci, ocluse sau în sectorul cald al zonelor depresionare. Dacă pe harta sinoptică se constată o prelungire a frontului cald, în sectorul nordic al anticiclonului se întîlnesc, în acea zonă, nori *Altocumulus* urmați (în direcția vest) de nori *Stratocumulus* (caracteristici sectorului cald al ciclonului centrat la nord de anticiclon) și nori *Cumulus*, formați la marginea frontului rece. Această suită de nori : *Ac — Sc — Cu*, care apar dezorganizați pe bolta cerului din sectorul nordic al unui anticiclon stabil, se înșiră pe distanțe de ordinul sutelor de kilometri.

Aceste straturi izolate de nori nu stînjenesc cu nimic navigația aeriană, întrucît instabilitatea atmosferică din acest sector este slabă.

Traseul al III-lea — Zbor în sectorul sudic al anticiclonului. În acest sector, vînturile bat la sol și în altitudine, din E și NE, astfel că un avion, care zboară de la București la Roma, va avea vînt de spate, iar de la Roma la București, vînt de față. În acest caz (fig. 103 și 104), cînd zona ciclonică din sudul anticiclonului se află la o distanță mai mare de 800 km, cerul este în general senin atît iarna, cît și vara, exceptînd teritoriul țării noastre, unde iarna vîntul de E transportă peste Dobrogea și Cîmpia Dunării bancuri de ceață la nivelul de 50—150 m.

În altitudine, la 3 000 — 6 000 m, între nucleul anticiclonic, centrat deasupra Ungariei și centrul propriu-zis al anticiclonului tropical din nordul Africii, se creează o convergență de vînturi în spațiul Italiei. Aici, vînturile de est converg cu cele de vest și, în funcție de umiditatea și de temperatura lor, se creează un front de altitudine, manifestat prin pînze prelungi de nori *Cirrostratus* și *Altostratus*, din care nu cad precipitații. În apropiere de Roma, avionul, aflat în zbor, întîlnește o pînză noroasă la circa 4—5 km și o schimbare a vîntului de spate (E) cu vînt de față (V).

15. ZBORUL ÎN DIFERITE SECTOARE ALE UNUI CICLON

15.1. ZBORUL ÎN CICLON PRINCIPAL

În harta de la fig. 105 este prezentată repartiția cîmpului de presiune la suprafața solului deasupra continentului european, în care se remarcă o vastă zonă depresionară centrată pe Europa de mijloc. Deasupra Oceanului Atlantic acționează un brîu anticiclonic, format

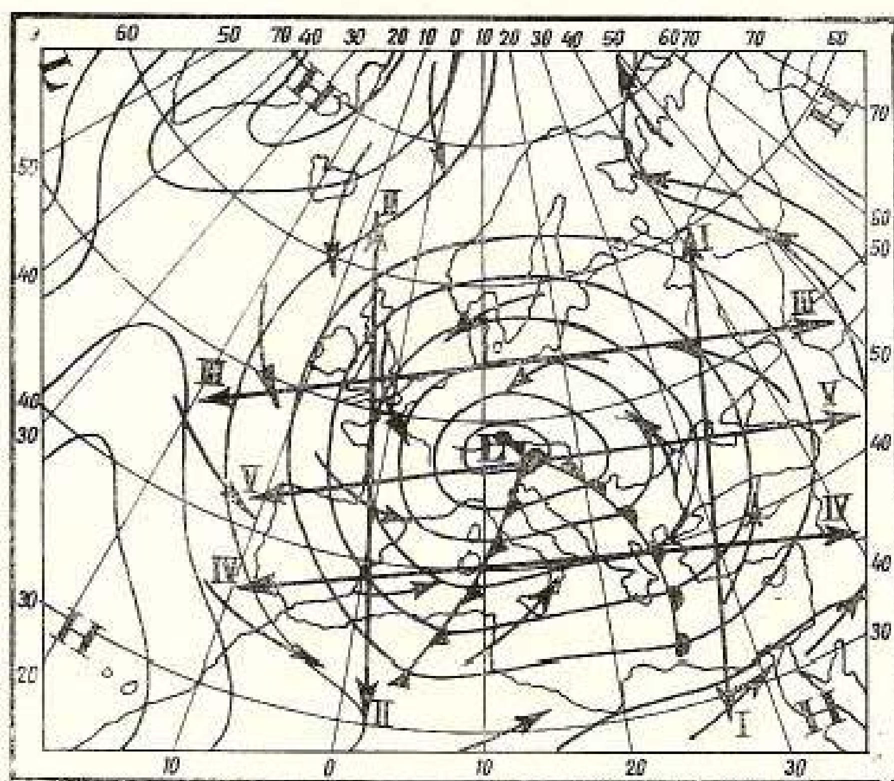


Fig. 105. — Distribuția presiunii la sol. Ciclon principal pe Europa Centrală.

din unirea maximului barometric din Insulele Azore, cu maximul de presiune din spațiul Groenlandei. În zona nordică a munților Urali staționează un alt anticiclon, iar în nord-vestul Africii se află un cîmp de mare presiune.

În harta din fig. 106 este prezentată distribuția izohipselor de la nivelul suprafeței de 500 mb, unde sînt notate cu H zonele de geopotențial ridicat, iar cu L cele cu geopotențial scăzut, respectiv anticiclonii

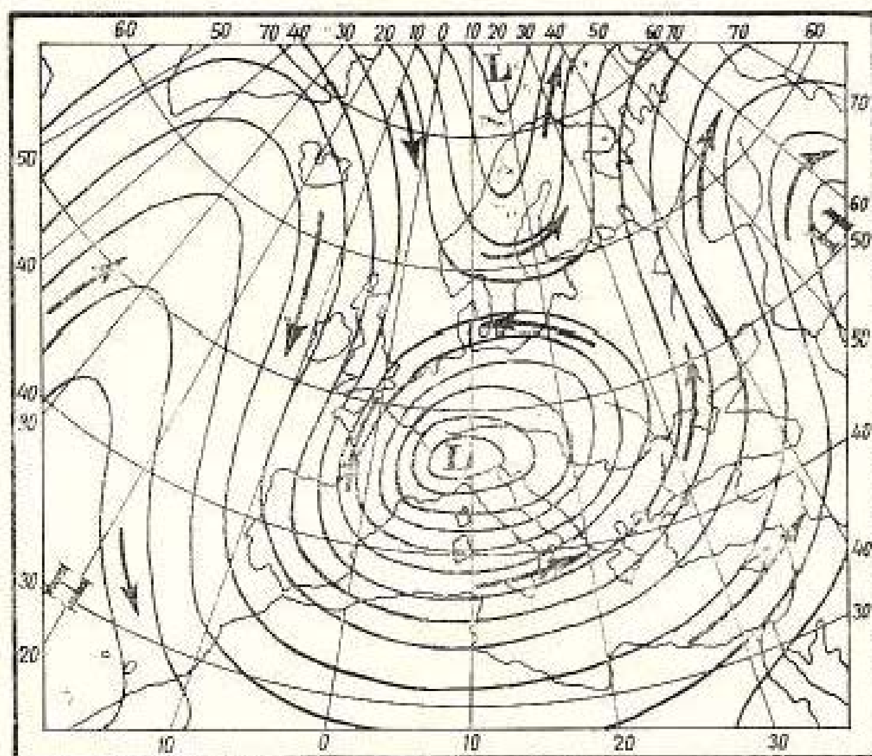


Fig. 106. — Izohipsele suprafeței de 500 mb. Talveg cu nucleu ciclonic pe Europa Centrală.

și cu L ciclonii de altitudine. La ambii, săgețile indică direcția vîntului (la sol și la 5 500 m), iar liniile drepte, notate la capete cu cifre latine (fig. 105) arată traseele străbătute de un avion în diferite sectoare ale ciclonului.

În asemenea caz, cînd zonei ciclonice sau depresionare de la suprafața solului (presiunea, pe hărțile sinoptice, este redusă în orice punct la nivelul mării), îi corespunde la înălțime un ciclon de altitudine (izohipse închise, se spune că *ciclonul este principal*. Dacă la nivelul suprafeței de 500 mb izohipsele formează numai un talveg (izohipse în formă de V) fără izohipse circulare (închise), atunci ciclonul de la sol nu este principal. Deosebirea constă în faptul că ciclonul principal, avînd corespondență în altitudine, este o formă barică cu evoluție completă și poate dura, la suprafața solului, multă vreme, dacă prin păturile înalte ale troposferei, el este alimentat cu aer rece.

Depresiunea de la sol, care nu are, drept corespondent, un nucleu ciclonic în altitudine, este o formă barică necomplet evoluată și se

poate transforma repede (4—5 zile), fie în ciclon principal, dacă izohipsele fac nucleu ciclonic, fie să dispară (să se umple), dacă talvegul de altitudine și-a retras vîrful din zona acoperită de ciclon la sol.

Ciclonii formați în Europa sau ajunși, prin deplasare, în Europa, sînt alcătuiți din aer maritim polar (mP) sau din aer maritim tropical (mT) în jumătatea lor de sud-est și din aer arctic (maritim ori continental) sau polar (maritim sau continental) în jumătatea lor de nord-vest. Zonele depresionare cele mai violente și mai bogate în precipitații, cu norii cei mai tumultuoși, sînt cele formate din aer maritim tropical (în sectorul sudic al ciclonului) și din aer maritim polar ori maritim arctic (în sectorul nordic).

Spre deosebire de anticicloni, unde vînturile sînt divergente, bătînd în spirală dinspre centru spre margine și avînd sensul de rotire al acelor ceasornicului, în zonele ciclonice (tot din emisfera nordică), vînturile sînt convergente, bătînd în spirală dinspre exteriorul ciclonului către centrul său și avînd sensul de rotire invers acelor de ceasornic. Această mișcare turbionară ne mai arată că un anticiclon emite, spre exteriorul său, energie, și că trăiește atît timp, cît are asigurată această energie la centrul său ; un ciclon, în schimb, primește energie din afară și dăinuiește atît timp, cît i se furnizează această energie din exterior. Anticiclonul se mai caracterizează prin umiditate relativă redusă, iar ciclonul prin umiditate relativă mare ; de aici rezultă că anticiclonul este sărac în formațiuni noroase pe cînd ciclonul foarte bogat și cu nebulozitate accentuată.

Iarna, ciclonii europeni mențin un timp călduros și foarte umed cu cer mai mult acoperit și cu precipitații mixte (ploaie și ninsoare). Ciclonii formați în Marea Mediterană (cea mai caldă mare din zona temperată a emisferei nordice) dau precipitații sub formă de ploaie cînd părăsesc bazinul Mediteranei și se centrează pe continent. Ciclonii formați din aer maritim polar, în sectorul sudic, dau precipitații mai mult sub formă de ninsoare. Sosirea zonelor ciclonice într-o regiune este semnalată, cu cîteva zile înainte, de formațiuni de ceață la sol.

Vara, zonele depresionare, datorită aerului maritim care este mai rece decît cel continental, a nebulozității mari și a vîntului care își mărește viteza, determină o vreme rece și închisă. Înseninările sînt de scurtă durată ziua și ceva mai prelungite noaptea. Pe pantele de munte, bancuri de ceață urcă tot timpul spre vîrf, iar burnița cade aproape continuu, cît durează ciclonul.

Dacă într-un anticiclon navigația aeriană se bucură de cele mai bune condiții, într-un ciclon principal, dimpotrivă, ea întîmpină numeroase dificultăți, întrucît aici se întîlnesc zone cu vizibilitate proastă, plafon coborît, vîrfurile munților sînt prinse în pînze noroase, vînturile bat în rafale, apar tipuri de nori legate de front cald, rece oclus, nori turbulenți legați de fronturi reci secundare, fenomene orajoase și linii de gren, precipitații de toate formele (burniță, ploaie, ninsoare, grindină), fenomene de turbulență etc. (fig. 105).

De aceea, analiza diferitelor rute de zbor printr-o zonă depresionară o vom face ceva mai amănunțit, în cele ce urmează.

Traseul I. — Zbor în sectorul anterior al unei zone depresionare fără traversare de front. În emisfera nordică, sectorul anterior al unui ciclon este partea lui răsăriteană, cu care înaintează. Direcția de deplasare a unui ciclon principal este dată de direcția izohipselor de la nivelul de 500 m, care se găsesc deasupra sectorului cald, sau de direcția izobarelor din sectorul cald al ciclonului de la sol.

Un avion care parcurge traseul I (fig. 105) dinspre sud spre nord, va avea la sol și în altitudine mai întîi vînturi dinspre SV, apoi dinspre S, cînd ajunge în dreptul părții centrale a ciclonului ; dinspre SE, cînd lasă centrul ciclonului în urmă și spre stînga, pentru ca aceste vînturi să se rotească dinspre E, cînd avionul a ajuns în marginea nordică a zonei depresionare. Dacă avionul parcurge același traseu în sens invers, de la nord spre sud, atunci el va întîlni vînturi care se rotesc invers, în ordinea : E—SE — S—SV.

În acest sector, echipajul are de constatat următoarele :

Presiunea aerului scade lent, din care cauză altimetrul va indica o înălțime ceva mai mare decît cea reală a nivelului de zbor.

Temperatura este în creștere din ce în ce mai accentuat, cu cît avionul se apropie de sectorul sudic al ciclonului.

Vizibilitatea este bună sau foarte bună.

Viteza vîntului crește cu cît crește înălțimea, însă vîntul este regulat, neturbulent.

Norii nu sînt compacți, ci izolați : ei sînt de două tipuri și anume : *Stratocumulus* cînd masa din fața frontului cald este stabilă și *Cumulus*, cînd aerul este instabil. La înălțimi mai mari de 6 km se observă și nori *Cirrus* din specia *Cirrus uncinus*. Plafonul norilor *Cumulus* și *Stratocumulus* variază cu puțin, în jurul înălțimii de 1 300 m, vara. Iarna, norii *Stratocumuls* au plafonul între 500 și 1 000 m. Viteza de deplasare a acestor nori este de 15—25 km/oră. Vîrful norilor *Stratocumulus* nu depășește 2 000 m, iar cel al norilor *Cumulus* depășește și 3 000 m, dacă instabilitatea aerului este mare.

Mai totdeauna vara, partea superioară a norilor *Cumulus* se află în zone cu temperaturi mai scăzute de zero grade.

Zborul prin norii Stratocumulus (dacă el este obligatoriu). Acest zbor decurge liniștit, nu au loc „balansări“ sau „scuturături“. Givrajul nu se produce decît rar. Vizibilitatea este de cîteva sute de metri ; în general, vizibilitatea verticală este bună și de aceea, echipajul avionului vede suprafața Pămîntului, pe cînd observatorii de pe sol nu văd avionul. Condițiile de zbor sînt mai rele imediat sub baza acestor nori și foarte bune deasupra lor.

Zborul prin norii Cumulus nu este recomandabil din cauza curenților verticali, care balansează și scutură avionul. Aceleași fenomene se produc și în zborul efectuat sub baza acestor nori, la care se mai adaugă și o cădere de ploaie fină care nu ajunge niciodată la suprafața solului. *Deasupra vîrfurilor norilor Cumulus, zborul este cel mai liniștit.*

În general, zborul de-a lungul traseului I (fig. 105) se efectuează în bune condiții atmosferice.

Traseul al II-lea. — Zbor prin sectorul posterior al unei zone depresionare — fără traversarea de front. Sectorul posterior al zonelor ciclonice din Europa este cel situat în partea de vest.

Un avion care străbate traseul al II-lea (fig. 105) dinspre sud spre nord, va întîlni atît la sol, cît și în altitudine, mai întîi vînturi de V, apoi de NV cînd ajunge în dreptul centrului ciclonului (situat în dreapta); vînturile se rotesc dinspre N cînd centrul ciclonului a rămas în urmă și spre dreapta, pentru ca în partea nordică a ciclonului vîntul să se rotească dinspre NE. În cazul cînd avionul parcurge același traseu, însă în sens contrar, el va întîlni vînturi care se vor roti exact invers și anume în ordinea : NE — N — NV — V.

În acest sector (al zonei de joasă presiune), echipajul va avea de constatat următoarele :

Presiunea crește destul de rapid și din această cauză, altimetrul de bord va indica o înălțime ceva mai mică decît cea reală a avionului aflat în zbor.

Temperatura este în scădere cu atît mai accentuată, cu cît avionul se apropie de sectorul nordic al ciclonului.

Vizibilitatea este aproape totdeauna foarte bună.

Viteza vîntului este în general mare la sol și crește cu altitudinea, depășind frecvent 100 km/oră la înălțimi mai mari de 5 000 m și ajungînd maximă la nivelul tropopauzei (9 000 — 11 000 m), unde curentul jet este întîlnit cu regularitate în acest sector al zonei ciclonice.

Norii nu sînt compacți nici în acest sector, ci izolați. Se întîlnesc următoarele genuri și specii de nori :

Dacă aerul rece este stabil, se întîlnesc nori *Stratocumulus (Sc)*.

Dacă aerul rece este instabil, se întîlnesc nori *Cumulus (Cu)* și *Cumulonimbus*.

Plafonul norilor *Cumulus* și *Stratocumulus* este în general ceva mai coborît decît nivelul lor din sectorul anterior al ciclonului. Vîrful norilor *Cumulus* depășește 3 000 m vara, iar vîrful norilor *Cumulonimbus* depășește 5 000 m. Acești nori sînt cu atît mai rari, cu cît traseul avionului se află la o distanță mai mare de centrul ciclonului sau de linia frontului rece.

Precipitații se întîlnesc imediat sub baza norilor *Cumulus*, dar ele se evaporă după cîțiva zeci de metri de coborîre spre sol și sub norii *Cumulonimbus*, din care cad sub formă de averse de ploaie, grindină ori zăpadă. Benzile de precipitații, care se observă de la distanță, ajung mai totdeauna la suprafața solului, dar sînt și situații cînd ele nu ajung la sol, dar cad pe avion.

Zborul prin nori Cumulonimbus din sectorul posterior al unei zone ciclonice este *interzis*. Întrucît acești nori nu sînt mascați de alți nori cum se întîmplă în zonele frontale, ei pot fi observați ziua de la distanțe mari, de 100—200 km, iar noaptea la fel, după fulgere. Curenții verticali de mare intensitate de la bază și pînă în vîrful acestor nori, picăturile mari, suprarăcite, la temperaturi de 0° la —10° care dau givraj puternic, căderile de grindină și trăsnetele care pot lovi avionul,

precum și mișcările turbulente și dezordonate de sub baza norilor, fac ca zborul să nu mai fie posibil nici în nor, nici sub nor și nici deasupra lui. De aceea, se recomandă ocolirea norilor *Cumulonimbus* sau aterizarea. Traversarea unui astfel de nor printr-o porțiune mai puțin turbulentă nu constituie în nici un caz un succes sau o performanță, ci este pur și simplu un noroc.

În consecință, zborul prin nori *Cumulonimbus* este interzis, căci nu putem încredința vieți omenești și material, hazardului.

Zborul prin norii *Cumulus* și *Stratocumulus* a fost descris la pagina 287.

Traseul al III-lea — Zbor prin sectorul nordic al unei zone depresionare — fără traversare de front. Sectorul nordic al unui ciclon este partea diametral opusă sectorului cald, care se află cuprins între frontul cald și frontul rece.

Un avion care străbate traseul al III-lea (fig. 105) de la est la vest, va întîlni la sol și în altitudine mai întîi vînturi de SE apoi de E, care se rotesc dinspre NE cînd aeronava va ajunge în dreptul centrului ciclonic situat în stînga aparatului ; după ce se depășește centrul ciclonului, care rămîne în urmă și în stînga, vîntul începe să bată din N și apoi din NV, pînă la încheierea rutei. În cazul cînd avionul parcurge același traseu, însă în sens contrar, de la vest la est, el va întîlni vînturi care se vor roti exact invers și anume în ordinea următoare : NV — N — NE — E — SE.

Presiunea aerului este în general în creștere și această creștere este mai accentuată spre sectorul vestic (posterior) al ciclonului. Din această cauză, un avion care se deplasează de la est la vest, fără a-și modifica eșalonul de zbor, va constata că altimetrul arată o coborîre treptată. Dacă zboară în sens invers, de la vest la est, altimetrul va indica o urcare lentă a avionului.

Temperatura este în scădere treptată și accentuată de la est la vest ; în altitudine, de exemplu la 3 000 sau la 5 000 m, temperatura scade tot de la est la vest, pînă ce se depășește centrul ciclonului, pentru a crește accentuat la marginea extremă a ciclonului de altitudine (ultimele izohipse).

Vizibilitatea este între mediocră și bună.

Viteza vîntului nu crește totdeauna cu înălțimea și de aceea, la sol, vîntul suflă în mod frecvent mai tare decît la înălțimi cuprinse între 1 000 și 5 000 m, exceptînd capul vestic al traseului, unde intensificarea este bruscă din cauza curentului jet.

Norii din acest sector sînt de două categorii : unii, la nivel superior, peste 6 km, neorganizați și necompacți, formați din *Cirrus* și margini de *Cirostratus*, și alții, la nivel inferior, formați din pînze compacte de *Stratocumulus translucidus* sau *Stratocumulus opaccus*. Norii *Stratocumulus translucidus* se prezintă ca o pînză subțire și ondulată sub stratul de inversiune termică ; au aspect de valuri, rîuri, lamele sau dale de pavaj. Între părțile îngroșate ale norului se vede cerul senin. Plafonul lor variază foarte mult, însă se găsește în general între 500 și 1 000 m. Ei au o grosime mică, de 150 — 800 m. În sezonul cald, ei sînt formați

din picături fine de apă și nu dau precipitații ; iarna sînt alcătuiți din cristale de gheață și dau fulguieli de ninsoare, după căderea cărora cerul se înseninează.

Zborul în norul Stratocumulus translucidus decurge liniștit, nu se produce givraj, iar vizibilitatea spre sol este relativ bună, echipajul putînd vedea Pămîntul.

Norii Stratocumulus opaccus se formează deasupra stratului de inversiune termică. Sînt groși și au aspect de strat compact de culoare cenușie. Prezintă unele îngroșări sub formă de valuri. Obișnuit au plafonul la 2 000 m și suprafața superioară la 3 000 m. Vara dau precipitații sub formă de ploaie slabă, de scurtă durată, iar iarna, ninsoare trecătoare.

Zborul în acești nori este liniștit, însă fenomenul de givraj se poate ivi ; de aceea se recomandă ieșirea din norii *Stratocumulus opaccus*, pentru a naviga în stratul de aer situat deasupra lor.

În general, zborul în sectorul nordic al zonei ciclonice decurge în bune condițiuni de timp, dacă el se efectuează la înălțimi mai mari de 2 000 m și dacă nu se traversează linia curentului jet dintre 5 000 și 9 000 m înălțime. Pentru avioanele mici care circulă în apropierea solului, zborul în acest sector este dificil și nerecomandabil, vîntul fiind puternic (10—20 m/s) și în rafale.

Traseul al IV-lea — Zbor prin sectorul sudic al unei zone ciclonice, cu traversare de front cald și front rece. Sectorul situat în partea de sud față de centrul ciclonului se caracterizează prin trei mase de aer, separate prin două suprafețe frontale. Masa de aer din partea anterioară a ciclonului este rece, în curs de încălzire și poate fi *stabilă*, dacă a provenit dintr-un aer *continental polar*, sau *instabilă*, dacă a provenit dintr-un aer *maritim polar*. În spatele acestei mase de aer (spre vest sau sud-vest) se află aer cald, care poate fi stabil sau instabil, după originea lui continentală sau maritimă. Separarea masei reci, din față, de cea caldă o face frontul cald. În spatele masei de aer cald (spre vest și nord-vest) există totdeauna o masă de aer rece, polar sau arctic, de origine continentală sau oceanică, care pot fi de asemenea stabile sau instabile.

Un avion care străbate traseul al IV-lea de la est la vest, va întîlni la sol și în altitudine mai întîi vînturi de sud și chiar de SE (la sol) în apropierea frontului cald, apoi vînturi de SV în sectorul cald al ciclonului, și vînturi de NV, după traversarea frontului rece (fig. 107, 108, 109, 110). Navigînd în sens opus, V-E, pe același traseu, avionul va întîlni curenți din direcțiile următoare : NV-SV-E (SE).

În lungul acestui traseu, echipajul va constata următoarele fenomene :

Presiunea aerului va scădea ușor în fața frontului cald, apoi scăderea se va accentua foarte mult, cînd aeronava va traversa frontul cald, pentru a rămîne staționară sau a scădea slab în timpul ce se traversează sectorul cald. După trecerea frontului rece, presiunea va crește brusc și sensibil. Altimetrul va indica o creștere a nivelului de zbor pînă în dreptul frontului cald, apoi o menținere a aceluiași nivel (mai ridicat decît cel real), pentru ca imediat după traversarea frontului rece el să indice o scădere apreciabilă a nivelului de zbor.

Temperatura aerului, în preajma solului, crește progresiv pînă în zona frontului, unde creșterea este maximă, apoi rămîne staționară sau continuă să crească ușor, pentru a scădea brusc după traversarea frontului rece.

Diferența dintre temperatura aerului și temperatura punctului de rouă (*T* și *Td*) se micșorează continuu pînă în dreptul frontului cald, cînd cele două temperaturi ajung aproape la valori egale (aici umiditatea este maximă).

În altitudine, la nivelul suprafeței de 500 mb, temperatura scade spre centrul ciclonului și crește spre marginile lui, cînd el este principal și bătrîn. Cînd este tînăr, ciclonul este cald în jumătatea sa de răsărit și rece în jumătatea de apus, unde izohipsele au o orientare N-S.

Vizibilitatea este bună cu mult înaintea frontului cald apoi devine mediocră, cu cît avionul se apropie de front, pentru a deveni rea, în timpul traversării frontului cald (din cauza norilor joși și a precipitațiilor). În sectorul cald, ea devine din nou mediocră. La traversarea frontului rece vizibilitatea se ameliorează brusc, devenind bună sau foarte bună.

Viteza vîntului se mărește în apropierea frontului cald, își schimbă direcția și slăbește în intensitate în sectorul cald, pentru a deveni tare și turbulent în interiorul frontului rece și după traversarea acestuia.

Norii. Succesiunea norilor de-a lungul acestui traseu (IV) pe sensul est-vest este următoarea: nori *Cumulus* (dacă aerul rece anterior este instabil) sau *Stratocumulus* izolați (dacă aerul este stabil). Deasupra acestora, la mari înălțimi (peste 5 000 m), se deplasează către est nori *Cirrus* (caracteristici sînt *Cirrus uncinus*). După norii *Cirrus* urmează o pînză din ce în ce mai groasă de *Cirrostratus*, la înălțimi de 5 000—6 000 m. Sub această pînză, prin care se vede bine Soarele sau Luna, se întîlnește o altă pînză de nori *Altostratus (translucidus* sau *opaccus)*, la înălțimi de 3 000—5 000 m. Prin norii *Altostratus translucidus* se mai vede centrul Soarelui sau Lunii, pe cînd prin *Altostratus opaccus*, care sînt nori mult mai groși, nu se mai vede cerul. Ei acoperă tot orizontul, devin din ce în ce mai cenușii și eliberează precipitații, care nu ajung decît foarte rar la suprafața solului. Norii care dau precipitații care se văd de la sol sub formă de dîre oblice, numite și „virga", sau ploi slabe, poartă denumirea de *Altostratus precipitans*. Sub norii *Altostratus* se întîlnește o a treia pînză noroasă și mai groasă, care cuprinde spațiul dintre 800 și 3 000 m și care este numită *Nimbostratus*. Uneori, *Nimbostratus* provine din îngroșarea enormă a norului *Altostratus*, care își coboară baza sub 2 000 m înălțime, devenind astfel din nor mijlociu un nor inferior. În această situație, nu mai avem de a face cu 3 pînze noroase situate, aproximativ, la nivelurile medii de 2 000, 4 000 și 6 000 m, ci numai cu două straturi de nori: unul foarte gros la 800—4 000 m și al doilea subțire, în jur de 6 000 m.

Din pînza de *Nimbostratus* cad precipitații moderate, cînd ea este mai subțire, și abundente, cînd ea este groasă. Aceste precipitații se prezintă sub formă de ploaie liniștită, vara, și sub formă de ninsoare iarna.

Toată această suită de nori : *Cirrus-Cirrostratus, Altostratus-Nimbostratus*, care se întinde pe o distanță de aproximativ 500 km, se produce numai atunci cînd aerul cald (din sectorul cald al ciclonului) este stabil. Dacă, dimpotrivă, aerul cald care urcă peste cel rece din fața ciclonului este instabil (din punct de vedere termic), atunci suita de nori caracteristică frontului cald este alta și anume : *Cirrus (Ci), Cirrus*

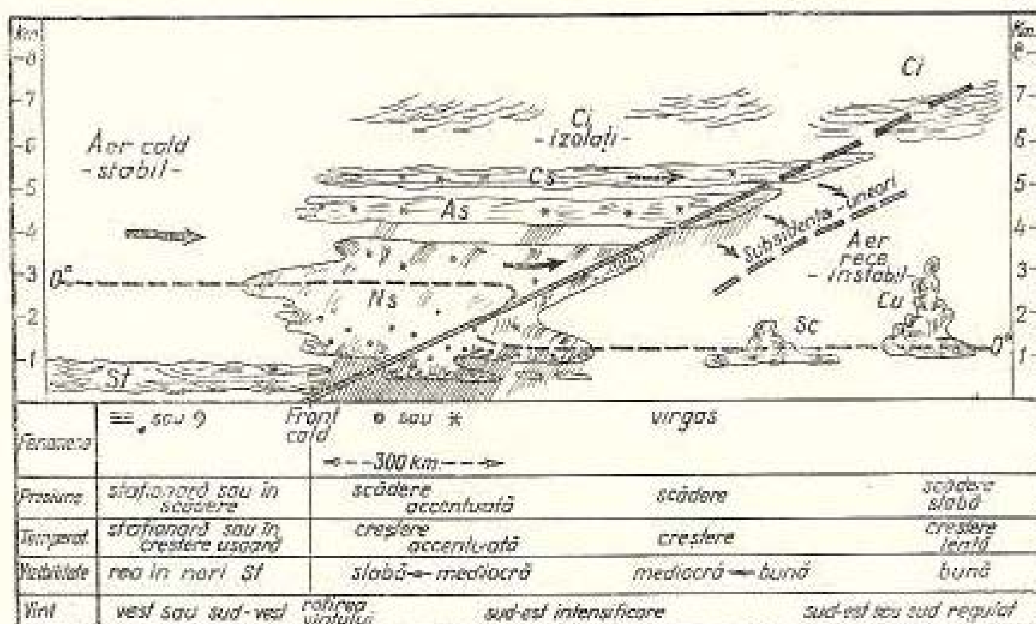


Fig. 107. — Secțiune prin front cald stabil.

Spissatus cumulonimbusgenitus (Ci spi cbgen), Altocumulus floccus (Ac floc), Altocumulus castellanus (Ac cast), Nimbostratus asociat sau străpuns de *Cumulonimbus*. De sub norii *Nimbostratus* asociați cu *Cumulonimbus* nu mai cad precipitații liniștite ci averse de ploaie sau grindină însoțite de descărcări electrice (fig. 108).

După ce avionul a traversat frontul cald, el pătrunde (înaintînd spre vest), în sectorul cald al zonei depresionare unde întîlnește, vara, nori *Stratocumulus* înalți (necompacți), iar iarna nori *Stratus* (sau ceața la sol), dacă masa de aer cald este stabilă. Din acești nori, *Stratocumulus* și *Stratus*, cade uneori burniță. Dacă aerul cald este instabil, atunci avionul nu mai întîlnește nori stratiformi, ci nori *Cumulus*, și anume *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus*, care dau averse de ploaie locale.

Avionul, zburînd în sectorul cald al ciclonului printr-o masă de aer convectiv slăbită, deci pe deasupra norilor *Stratus* sau *Stratocumulus*, întîlnește, la un moment dat, un adevărat zid noros care cuprinde aproape tot arcul orizontului din fața și care se înalță din vecinătatea solului (600—800 m) pînă la 5—6 km. Deasupra acestui zid noros se observă fîșii subțiri de nori *Cirrus*. Zidul noros este format în partea superioară dintr-o pînză de *Cirrostratus*, sub care se află *Altostratus*, iar sub acesta, *Nimbostratus*, din care cad precipitații. Aceste genuri de nori *(Ci, Cs, As, Ns)*, care nu se succed, ci sînt suprapuse, carac-

terizează frontul rece format între o masă caldă stabilă și una rece, care înaintează sub cea caldă azvîrlită în înălțime.

După traversarea acestui tip de front rece, avionul întîlnește pe alocuri nori *Cumulus* și *Cumulonimbus* izolați, care dau averse.

Dacă masa de aer rece care înaintează sub aerul cald este instabilă, atunci avionul va întîlni, în lungul frontului rece, mai întîi nori

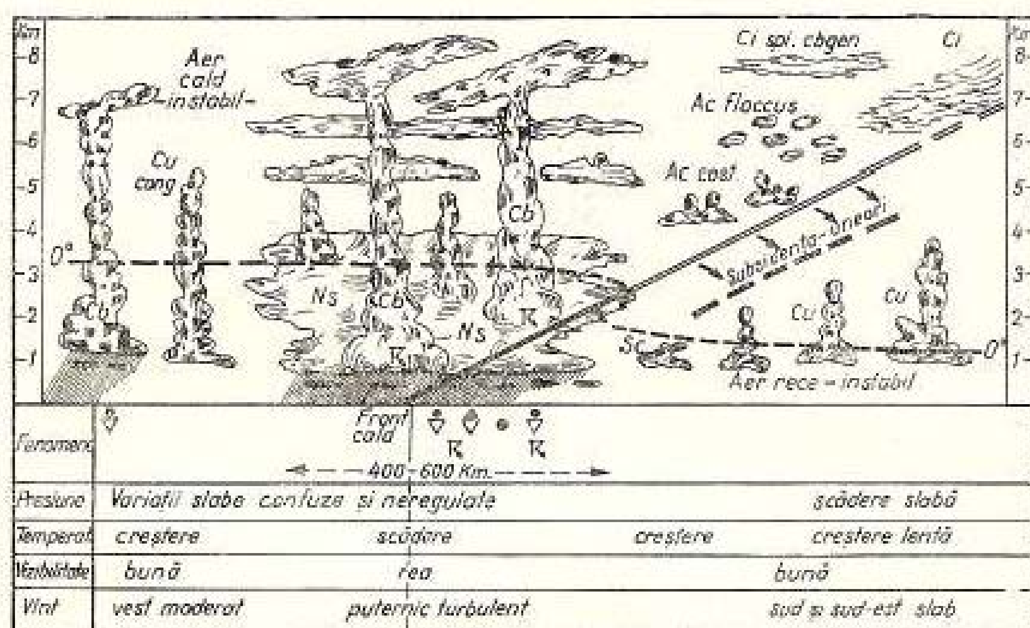


Fig. 108. — Secțiune prin front cald instabil.

Cirrus spissatus, apoi o pînză care nu acoperă cerul, de *Cirrostratus*, sub care se găsește, de la 4 000 m în jos, o pînză groasă de *Nimbostratus* asociat cu *Cumulonimbus*, care străbate toată pînza de *Nimbostratus*, trecînd și prin cea de *Cirrostratus* (de la 5 000 m), ajungînd pînă la 8—9 km, unde începe să-și etaleze coama cirriformă.

Acest front rece, caracteristic maselor de aer instabil, dă averse puternice însoțite de manifestări electrice.

După depășirea acestui front, foarte periculos pentru navigația aeriană (fig. 108, 110), avionul va întîlni mai întîi niște nori *Stratocumulus* necompacți, apoi *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus* izolați, dar foarte dezvoltați pe verticală, din care cad averse de ploaie sau grindină. Acești nori *Cumulonimbus* se întîlnesc pînă la periferia de vest a ciclonului principal și chiar pe flancul (sectorul) anterior al anticiclonului.

După cum se vede, genurile și speciile de nori, care se întîlnesc pe parcursul unui traseu aerian și care traversează în lung un ciclon brăzdat de 2 fronturi, sînt diferite în funcție de caracteristicile termice ale celor 3 mase de aer care concură la formarea acestor perturbații. În general trebuie reținut că în masele de aer stabil se întîlnesc nori stratiformi, pe cînd în cele instabile, nori cumuliformi asociați cu stratiformi.

Precipitații. Principalele forme de precipitații pe care le întîlnește aeronava ce zboară pe traseul al IV-lea de la est la vest sînt, pe scurt, următoarele: ploi (ninsori) slabe care cad din norii *Altostra-*

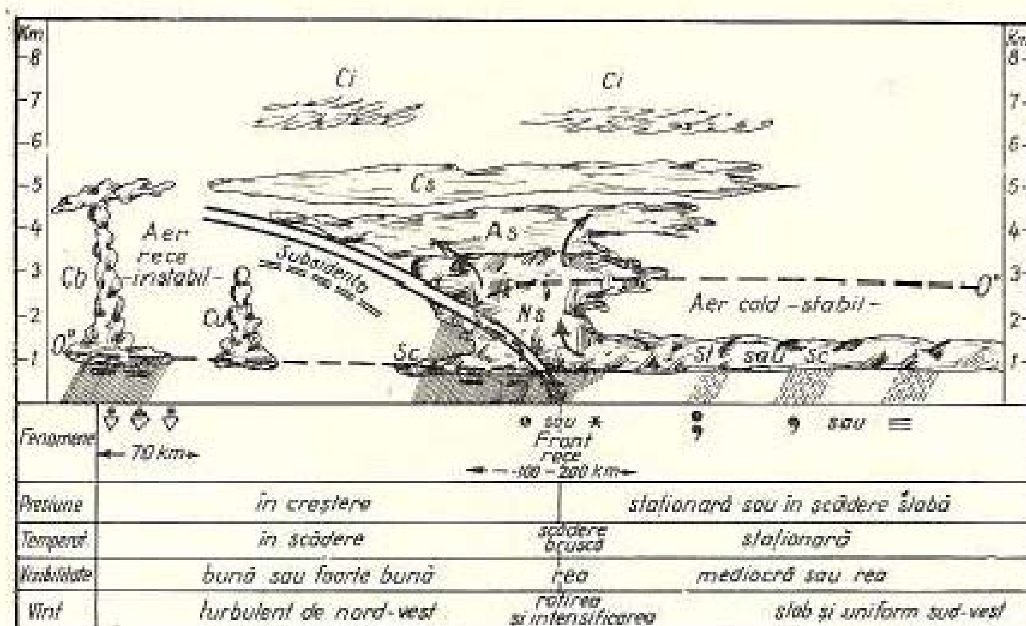


Fig. 109. — Secțiune prin front rece cu aer cald stabil.

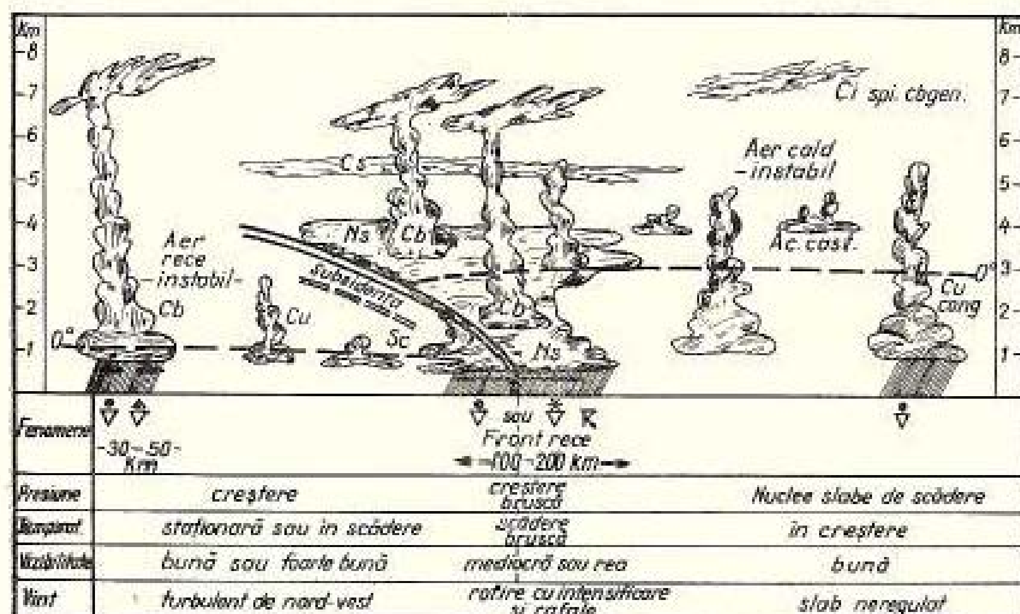


Fig. 110. — Secțiune prin front rece cu aer cald instabil.

tus și care nu ating suprafața solului, ploi (ninsori) moderate sau puternice care cad din norii *Nimbostratus* ai frontului cald; aceste ploi se întind pe suprafețe cu un diametru de circa 300 km; averse de ploaie și grindină însoțite de manifestări electrice, care cad din norii *Nimbo-*

stratus asociați cu nori *Cumulonimbus* caracteristici frontului cald instabil; burnițe sau cețuri date de nori *Stratus* ori *Stratocumulus* din sectorul cald al ciclonului; ploi (ninsori) care cad din norii *Nimbostratus* legați de frontul rece al unui aer stabil; averse de ploaie (grindină) care cad din norii *Cumulonimbus* asociat cu *Nimbostratus* în frontul de aer rece instabil și, în sfîrșit, averse de ploaie sau de grindină, date de norii *Cumulonimbus* izolați în masa rece din spatele frontului rece.

Schemele din figurile 107—110 ilustrează aceste fenomene.

Zborul de-a lungul traseului al IV-lea se face traversînd fie 3 mase diferite ca temperatură, însă toate trei stabile, fie trei mase de aer instabile, fie mase de aer cu convectivitate diferită, una stabilă și două instabile ori una instabilă și două stabile. Iată, schematic, principalii meteori în lungul celor 3 mase de aer de tip stabil și de tip instabil.

		Aer rece posterior stabil	Aer cald central stabil	Aer rece anterior stabil	
Vest	Cb Cu averse	Ci Cs As Ns Ploi sau ninsori	St Sc Burnița, ceața	As Cs Ci Ns Sc Virga precip. liniștite	Est
		Aer rece posterior instabil	Aer cald central instabil	Aer rece anterior instabil	
	Cb. Cu. Sc. averse	Ci. spi. Ac. cast Cs Ns Cb Cu cong Averse cu descărcări electrice Averse	Cu cong Averse	Ci spi Ac. floc. Ac cast As Ns Cb Cu Averse cu descărcări electrice	

15.2. TRAVERSAREA MASELOR DE AER STABIL

Zborul avioanelor în masă de aer rece, stabil, din fața frontului cald, decurge în general liniștit. Navigația aeriană în norii *Cirrus* și *Cirrostratus*, care plafonează la înălțimi mai mari de 6 000 m, nu prezintă complicații, întrucît aceștia sînt formați din cristale mici de gheață, destul de distanțate între ele și care nu se depun pe aparatul de zbor. Fiind subțiri, vizibilitatea în interiorul acestor nori este relativ bună și suprafața solului se distinge cu ușurință.

Trecerea de la *Cirrostratus* la *Altostratus* se face rareori pe nesimțite, întrucît există o zonă netă de separare între ei. Norii *Altostratus*

avînd baza la înălțimi superioare izotermei de zero grade, sînt formați din cristale și fulgi de zăpadă, precum și din picături fine de apă în stare suprarăcită. Ei sînt nori de zăpadă și de aceea, cu toată grosimea lor mare, sînt destul de transparenți. Precipitațiile care cad din acești nori au aspectul unui voal de culoare cenușie. Navigația prin acești nori decurge liniștit și fără scuturături demne de luat în seamă.

Între *Altostratus* și *Nimbostratus*, numai rar există o zonă de cer senin; mai totdeauna trecerea se face pe nesimțite. Ei au baza sub 2 000 m și dau precipitații pe suprafețe mari (cu diametrul de circa 300—500 km). Aceste precipitații sînt continue și de lungă durată. Fiind nori groși și alcătuiți din picături de apă și de fulgi de zăpadă, prezintă în interiorul lor o vizibilitate proastă, din care cauză prin ei se zboară ca și prin ceață deasă. Cînd eșalonul de zbor prin acești nori se află deasupra izotermei de zero grade, apare pericolul de givrare al avionului, mai ales în pătura noroasă cu temperaturi cuprinse între 0° și —10°, deci la înălțimi de 2,5—4 km, vara. Această pătură (cuprinsă între 2,5 și 4 km înălțime) este socotită „zona periculoasă" a norului *Nimbostratus* și se recomandă evitarea ei, fie efectuîndu-se zborul sub baza *Nimbostratusului,* unde temperatura este pozitivă (cu toate că aici se traversează o pînză verticală de ploaie continuă), fie deasupra înălțimii de 4 km, unde temperatura este mai coborîtă de —10° și unde intensitatea givrajului scade considerabil.

Sub norii *Nimbostratus* sau sub norii *Altostratus,* datorită unui proces de turbulență și de răcire a aerului în urma căderii precipitațiilor, apar formațiuni noroase mici, cu contur regulat, numite *Fractocumulus pannus,* sau cu contur fragmentat, numite *Fractostratus.* Pentru că sînt caracteristice timpului ploios și însoțesc cu regularitate norii *Nimbostratus,* ei mai sînt numiți și *Fractonimbus.* Sub pătura de *Altostratus,* acești nori apar ca niște pete izolate de culoare negricioasă, în contrast cu pînza ceva mai luminată a *Altostratusului.* Sub *Nimbostratus,* ei sînt mai abundenți și formează uneori un strat continuu foarte jos, cu plafonul chiar sub 100 m, acoperind cu ceață etajele superioare ale clădirilor înalte cum sînt zgîrie-norii. Grosimea acestor nori este mică, 100—200 m. Din ei nu plouă, ci doar rar burnițează (mai frecvent în zona de munte).

Zborul sub plafonul acestor nori nu este recomandabil, întrucît înălțimea deasupra solului a avionului este mult prea mică; cum vizibilitatea este redusă și obstacolele destul de frecvente, pericolul de accidente este mare, mai ales că altimetrul, din cauza scăderii presiunii, poate duce în eroare echipajul, indicînd o înălțime mai mare a aparatului de zbor.

În prezența acestor nori nu se recomandă nici zborul în stratul dintre baza *Nimbostratusului* și suprafața superioară a *Fractocumulusului* sau *Fractostratusului,* întrucît acest spațiu se îngustează ca o pană în direcția frontului, lăsînd norii să se contopească. *De aceea este preferabilă navigația la peste 4 000 m înălțime atunci cînd se traversează*

un front cald creat între o masă rece stabilă și una caldă, de asemenea stabilă.

După ieșirea din zona frontului cald, avionul întîlnește, în masa de aer cald, stabilă, formațiuni mai mult sau mai puțin compacte de nori *Stratocumulus*, pe care le poate ocoli sau în interiorul cărora poate zbura fără dificultăți. Iarna se întîlnesc formațiuni de nori *Stratus* situate în vecinătatea solului și deasupra cărora se poate zbura liniștit.

Dacă avionul este obligat să traverseze pînza de nori *Stratus*, aviatorul trebuie să știe că acești nori au grosimea de cîteva sute de metri și sînt mai denși spre limita lor superioară, unde vizibilitatea se reduce de la 80—100 m la 30—40 m. Vara, norii *Stratus* apar imediat după răsăritul Soarelui, ca o ceață înaltă ; noaptea, această ceață, dacă timpul este călduros, se așterne pe sol, îndeosebi pe locurile concave (văi) sau deasupra lacurilor și mlaștinilor. Norii *Stratus* dau uneori și burnițe fine. Zborul prin norul *Stratus* este liniștit, exceptînd anotimpul de iarnă, cînd avioanele mici, care parcurg distanțe ceva mai mari prin acești nori, givrează. Norii *Stratus*, care favorizează cel mai mult givrajul sînt cei din care burnițează sau ninge fin, la temperaturi de 0°.

Cînd pînza de nori *Stratus* nu este continuă, ci are spărturi mai mari sau mai mici prin care se vede cerul, ea este numită și *Fractostratus ;* zborul prin acești nori este necomplicat. În cazul cînd avionul se află deasupra pînzei de nori *Stratus* și se pune problema aterizării, lucrurile se complică, mai cu seamă în cazul cînd pilotul nu este informat prin radio asupra înălțimii bazei norului, norii *Stratus* putîndu-se întinde pînă la suprafața solului. Ca element de ghidare, aviatorul nu are decît suprafața superioară a norului *Stratus* sau a ceții care acoperă pămîntul. În această situație, destul de precară, el nu se poate bizui decît pe următoarele caracteristici :

Dacă suprafața superioară a pînzei noroase nu este vălurită uniform (ca valurile unei mări înghețate), ci prezintă un aspect turbulent, cu movile sau coloane noroase, atunci se poate trage concluzia sigură că norul *Stratus* nu se întinde pînă la sol. Deasupra regiunii muntoase, movilele sau coloanele noroase pot fi datorite piscurilor și în acest caz, concluzia de mai sus nu mai este valabilă. În general, în munți, pînza de *Stratus* nu este compactă, din cauza diferiților curenți care se nasc din motive orografice.

Dacă suprafața norului *Stratus* apare uniformă și plată, fără ondulații accentuate, atunci aviatorul poate fi convins că zboară deasupra unei pînze groase de ceață, care se întinde pînă la pămînt și că deci aterizarea nu este posibilă.

Apropiindu-se de frontul rece determinat de o masă de aer de asemenea stabilă, avionul va întîlni „zidul noros“, format din suprapunerea mai multor pînze de nori *(Ci, Cs, As* și *Ns)*, din care cad precipitații moderate sau abundente, dar nu prelungite.

Zborul prin „zidul noros“ nu este recomandabil pe sub baza norilor, deci prin zona precipitațiilor, din cauza vizibilității reduse, care nu permite sesizarea obstacolelor orografice (munți, dealuri, măguri cu înălțimi de peste 700 m), care își au vîrfurile în nori. Este de pre-

ferat traversarea norului *Nimbostratus* la un nivel mai coborît de cel al izotermei de 0°. Cînd zborul prin *Nimbostratus* se face fără vizibilitate, ca și prin ceață, cu risc de givraj, cea mai indicată cale este cea de a alege o înălțime în jur de 5 000 m pe deasupra pînzei de *Altostratus* și pe sub pînza de *Cirrostratus*. În general, traversarea se face prin zona mai puțin groasă a frontului.

După ieșirea din zona frontului, vizibilitatea devine foarte bună, cerul este variabil și de un albastru închis, apar nori cu vîrfurile turtite și *Stratocumulus*, care pot fi ocoliți și care nu dau complicații dacă se zboară pe deasupra lor.

15.3. TRAVERSAREA MASELOR DE AER INSTABIL

Zborul în lungul traseului al IV-lea, *prin mase de aer instabil* este cel mai dificil și cel mai complicat, pentru că în aerul instabil, cald sau rece, predomină formațiuni noroase cumuliforme care implică curenți ascendenți și descendenți puternici, turbulență mare din pricina mișcărilor dezordonate din interiorul norilor, vijelii sub baza norilor mult dezvoltați pe verticală, căderi de grindină, averse care reduc vizibilitatea la cîțiva metri, givraj puternic de toate tipurile, precum și descărcări electrice.

În masa rece anterioară frontului cald instabil, avionul va întîlni nori inferiori din genul *Cumulus* (chiar *Cumulus* mare, dezvoltat) și nori superiori, din specia *Cirrus spissatus cbgen* — care indică apropierea zonei de mare turbulență. Norii *Cirrus spissatus cbgen* arată, că în spatele lor (în direcția opusă deplasării lor), se vor întîlni nori *Cumulonimbus*, ale căror vîrfuri cirroase se ridică pînă la nivelul la care se află ei. Observarea acestor nori este de mare importanță, pentru că indică nu numai prezența *cumulonimbilor*, dar și regiunea unde aceștia sînt mai concentrați, astfel că aviatorii au posibilitatea, lăsînd cît mai mult în dreapta benzile de *Cirrus spissatus cbgen*, să evite porțiunea cea mai periculoasă a frontului.

Nu la mare distanță de *Ci spi*, uneori chiar sub aceștia, apar nori mijlocii orajoși din speciile *Altocumulus floccus* sau *Altocumulus castellanus*. Primii au aspect de fulgi albi, risipiți pe cer, iar ceilalți forma unor benzi cu bază inferioară lină, iar cu suprafața superioară puternic ondulată, prezentînd proeminențe mari în formă de turnuri sau castele. Prezența acestor nori este o indicație în plus că la niveluri mai înalte de 2 000 m, există deja o convecție termică declanșată. Norii *Ac floccus* și *Ac castellanus* indică apariția fenomenelor orajoase cu destulă certitudine, atunci cînd ei se observă deasupra suprafețelor continentale; deasupra oceanelor sau mărilor, prezența lor nu arată întotdeauna existența unor procese atmosferice orajoase undeva în apropiere sau în curs de formare, ci numai o stare de instabilitate în troposfera mijlocie.

Întrucît acești nori *(Ci spi, Ac floc, Ac cast)* sînt împrăștiați pe cer, ei nu dau complicații pentru zborul aeronavelor. Ei sînt totuși de evitat, pentru că în apropierea lor se constată „fenomene de turbulență

în aer clar". În apropierea lor, avioanele pierd brusc din înălțime sau urcă brusc. Scuturăturile și „remu-urile" cunosc aici, în aria de dezvoltare a acestor nori, o puternică amplificare.

Nu la distanță mare (spre vest) de acești nori turbulenți apare masa noroasă cea mai periculoasă a frontului cald instabil, caracterizată printr-o masă joasă de *Nimbostratus* cu *fractus pannus* sub ea, și care se înalță de la 500—600 m deasupra solului pînă în jur de 4 000 m (fig. 108). Această masă este străpunsă de puternice turnuri de *Cumulonimbus* care traversează și pînzele de *Altostratus*, precum și cele de *Cirrostratus* situate la oarecare distanță deasupra celor de *Altostratus*. În fața unui astfel de „masiv noros", care maschează norii *Cumulonimbus* din interiorul lor, echipajul se poate înșela ușor și poate intra frontal în interiorul *Nimbostratusului*, fără a sesiza pericolul ce-l așteaptă. De aceea, în fața unui astfel de front cu turnuri noroase puternice deasupra pînzei de nori stratiformi, care se întinde pînă la 4 000 m (turnuri, care se văd de la mare distanță ziua, iar noaptea se identifică datorită concentrării fulgerelor într-un anumit sector al orizontului), echipajul trebuie să știe că este obligat: a) de a nu traversa frontal un astfel de nor, b) de a nu încerca să coboare pentru a trece pe sub baza lui din care cad averse (de ploaie, zăpadă ori grindină), c) de a nu încerca escaladarea lui, atunci cînd vîrfurile *cumulonimbilor* depășesc 6 000 m. Cel mai înțelept lucru este ca avionul să fie deviat de la direcția de deplasare a masivului noros, direcție care este indicată pe harta cu izohipse sau pe secțiunea aerologică (din documentația de zbor) și să ocolească porțiunea unde norul este cel mai întunecat (de culoarea gresiei) sau unde fulgerele sînt cele mai dese, făcînd străpungerea prin porțiunile cele mai puțin dense ale stratului noros și la altitudinea cuprinsă între 4 500 și 7 000 m. Dacă tot semicercul orizontului din față este prins în astfel de nori violenți, cum se întîmplă în zona frontului intertropical, și avionul nu are posibilitatea să urce la baza stratosferei (11—15 km), atunci se face cale întoarsă sau se aterizează pe aerodromul cel mai apropiat.

Echipajul nu trebuie să riște chiar dacă la bord se află numai pilotul, deoarece mai ușor se poate confecționa un avion, oricît de scump ar fi el, decît să se pregătească un aviator de calitate. De aceea părăsirea avionului și saltul cu parașuta, în situații fatale, este un lucru de la sine înțeles.

După traversarea acestui front cald instabil, avionul va intra în zona sectorului cald alcătuit din aer instabil, în care va întîlni nori locali de tipul *Cumulus congestus* și *Cumulonimbus*, producători de averse. Acești nori fiind izolați (nu masați în lungul unui front), pot fi cu ușurință ocoliți de avion. Norii de front se întîlnesc atît ziua, cît și noaptea, pe cînd cei din sectorul cald numai în orele de după amiază sau seara.

Apropierea frontului rece format între două mase de aer instabil va fi anunțată tot de norii *Cirrus spissatus* și *Altocumulus castellanus*. În zona propriu-zisă a frontului rece, avionul va avea în față o pînză

de *Cirrostratus* care nu acoperă tot cerul și sub care, la 1 000—1 500 m, se află suprafața superioară a norilor *Nimbostratus* deosebit de groși și cu baza sub 1 000 m de la suprafața solului. Din masa de *Nimbostratus* se ridică puternici nori *Cumulonimbus*, ale căror coame cirroase se etalează deasupra pînzei de *Cirrostratus*, cam la înălțimea de 7—8 km.

Sub baza norilor *Nimbostratus* și *Cumulonimbus* apar norii *Fractus pannus* și o perdea de averse de ploaie sau grindină, însoțite de descărcări electrice.

În fața frontului rece, care este însoțit și de vînturi tari dinspre vest sau nord-vest, se pun echipajului aceleași probleme complicate ca și în fața frontului cald instabil. Ca și în situația precedentă, cînd avionul nu poate lua din timp înălțimi mai mari de 10 km și trebuie să străpungă frontul care îi închide tot orizontul, se vor căuta porțiunile cele mai luminoase din acest baraj noros, unde grosimea este sigur mai mică. Porțiunile întunecate și cu turle noroase pe deasupra conțin, în interiorul lor, corpuri de *Cumulonimbus*, cu mișcări violente verticale în interior, care trebuie în orice caz evitate.

În spatele frontului rece, avionul întîlnește un cer albastru închis, o vizibilitate deosebit de bună și formațiuni izolate de nori *Cumulus* și *Cumulonimbus* care sînt ușor de ocolit.

Traseele de aviație în lungul unei zone ciclonice, alcătuită din mase de aer instabil, reci și calde, frecvente vara deasupra suprafețelor continentale din apropierea tropicelor și marilor oceane, pun cele mai grele și mai complicate probleme de navigație aeriană. Pe aceste rute se produc cele mai multe catastrofe aeriene. În lungul frontului intertropical, asemenea fenomene deosebit de periculoase zborului avioanelor se întîmpină în tot cursul anului și de aceea, avertizările de oraje țin aici săptămîni și luni întregi.

Traseul al V-lea — Zbor în lungul ciclonului pe direcția V—E, cu traversarea centrului de minimă presiune și a frontului oclus. Un avion, care parcurge o asemenea rută (V), fie de la vest la est, fie de la est la vest, traversează numai două mase de aer care sînt separate de un front oclus. Frontul oclus începe din centrul ciclonului și se bifurcă în cele două fronturi (rece și cald), cu atît mai distanțate între ele, cu cît sînt mai la marginea ciclonului. Masele de aer separate de suprafața de discontinuitate a frontului oclus sînt amîndouă reci, dar nu în mod egal. Obișnuit, aerul din sectorul anterior este mai puțin rece decît cel din sectorul posterior și, în acest caz, se spune că frontul oclus are caracter rece. Se ivesc și cazuri cînd masa de aer din fruntea zonei ciclonice este mai rece decît cea din spate care înaintează, și în această situație, ocluzia este de tip cald. Cele două mase de aer pot fi ambele instabile sau una stabilă și cealaltă instabilă, precum vom vedea mai jos.

Un avion care străbate traseul al V-lea (fig. 105), va avea la sol și în altitudine vînturi de S, apoi de SE pînă în zona centrală a depresiunii, unde se întîlnesc curenți slabi, o cvasiacalmie ; după depășirea acesteia, avionul va întîlni vînturi din direcția N și NV de

intensitate din ce în ce mai mare, pînă la intrarea lui în sectorul anterior al anticiclonului. Parcurgînd traseul în sens invers, avionul va întîlni vînturi în următoarea ordine : N—NV — calm — SE—S.

În lungul traseului parcurs în sens E—V, aeronava va constata următoarele aspecte ale fenomenelor atmosferice :

Presiunea scade către centrul ciclonului, unde se înregistrează valoarea minimă, apoi crește spre marginea vestică a zonei ciclonice unde valoarea este mai ridicată, decît la marginea estică a acestuia. Altimetrul va indica o înălțime cu atît mai mare, cu cît avionul se va apropia de punctul central, de unde va începe să arate altitudini din ce în ce mai mici.

Temperatura la suprafața solului va crește către partea centrală a zonei depresionare, apoi va scădea brusc și accentuat spre periferia vestică. În altitudine, la 5 000 m, temperatura va scădea de la marginea estică (unde este deosebit de ridicată) pînă în centrul ciclonului și într-o porțiune din sectorul vestic, unde este deosebit de scăzută, apoi va începe să crească lent și continuu.

Vizibilitatea este în general bună, exceptînd numai zona frontului oclus, unde este slabă sau rea.

Intensitatea vîntului la sol și altitudine scade dinspre marginea estică spre partea centrală, de unde începe să se intensifice din ce în ce mai mult spre limita vestică a zonei ciclonice.

Norii pe care îi întîlnește aeronava în ruta E—V, în cazul cînd aerul din fața ciclonului este instabil și mai puțin rece decît cel din spatele frontului oclus, care în această situație este denumit front oclus cu caracter de front rece, sînt următorii :

Mai întîi, avionul va întîlni nori *Stratocumulus* locali, formați între 800 și 2 000 m ; deasupra acestora, în jur de 5 000 m altitudine, apar formațiuni de *Cirrus* asociat cu *Cirrostratus*, iar la înălțimi mai mari, se observă *Cirrus spissatus cumulonimbogenitus*. După norii *Ci* și *Cs*, la înălțimi de 4 000—5 000 m, apar formațiuni de *Altocumulus castellanus*, succedate de o puternică masă noroasă alcătuită dintr-un strat gros de *Nimbostratus* asociat cu nori *Cumulonimbus*, al căror vîrf se înalță pînă la 7—8 km, străbătînd și pînza de *Cirrostratus* care se află deasupra părții superioare a *Nimbostratusului* care se etalează între 3 500 și 4 000 m. Sub baza *Nimbostratusului*, la nivel foarte jos, apare specia *fractus pannus* și perdele de ploi liniștite între averse, care, spre marginea vestică a frontului oclus, sînt însoțite de manifestări electrice.

În spatele frontului, cerul se înseninează și avionul întîlnește nori *Stratocumulus* și *Cumulus congestus* foarte dezvoltați, cu *fractus* sub bază și cu averse (fig. 111, 112).

Traversarea frontului oclus cu caracter rece pune aceleași probleme complicate și dificile ca și străpungerea frontului rece propriu-zis sau a frontului cald, instabil.

În cazul unei ocluziuni cu caracter cald și atunci cînd masa caldă proiectată în altitudine este stabilă, avionul va întîlni în lungul traseului al V-lea și în sensul E—V următoarea suită de nori : *Strato-*

cumulus — *Cirrostratus* — *Altostratus* — *Nimbostratus* — *fractus pannus* — cer senin cu nori *Cumulus* și *Cumulonimbus* din care cad averse. Banda de ploi de sub baza *Nimbostratusului* este mult mai extinsă decît

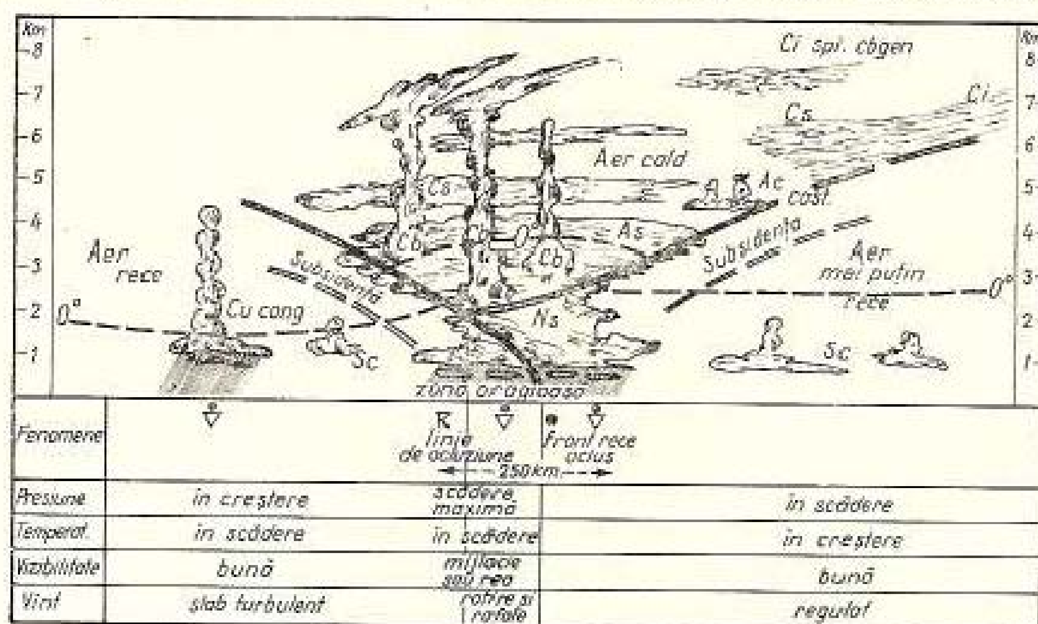


Fig. 111. — Secțiune prin front oclus rece.

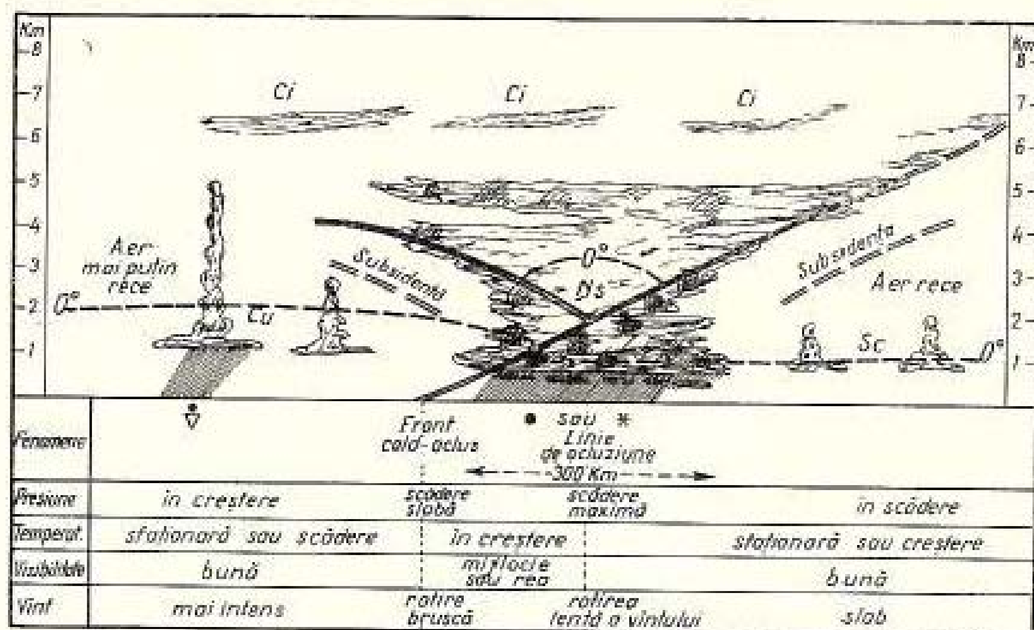


Fig. 112. — Secțiune prin front oclus cald.

cea pe care o dă frontul oclus cu caracter rece. Frontul oclus are caracter cald, dă ploi sau ninsori liniștite pe mari suprafețe și de lungă durată; frontul oclus cu caracter rece dă ploi sau ninsori, care alternează cu averse însoțite de descărcări electrice și care uneori iau un caracter torențial.

Traversarea frontului oclus cu caracter cald se poate face frontal, întrucît norii sînt stratiformi și neturbulenți. Zborul prin acești nori este liniștit. Singurul pericol îl constituie producerea givrajului, dacă altitudinea de zbor este cuprinsă în stratul noros cu temperaturi de 0° la —10°. Al doilea neajuns este acela că se zboară fără vizibilitate, ca și prin ceață groasă. Se recomandă zborul pe deasupra *Nimbostratusului*, deci între 4 000 și 5 000 m înălțime sau deasupra pînzei de *Altostratus* mai ales atunci cînd acesta este fuzionat cu *Nimbostratus*, deci în jur de 6 000 m. La această altitudine, avionul are deasupra cer senin, brăzdat de fîșii de nori *Cirrus*. Echipajul vede de la această înălțime linia orizontului și nu mai este tributar aparatelor de bord, ca în cazul cînd zboară prin mijlocul norului de ploaie. De asemenea, la altitudini mari, pericolul de givrare se reduce considerabil (fig. 112).

Norii *Cumulus congestus*, destul de turbulenți, din spatele frontului oclus, fiind izolați, pot fi ocoliți cu ușurință, ei nemaiconstituind un pericol pentru navigație. În spatele frontului oclus se întîlnesc fenomene de turbulență moderată în aer clar.

16. ZBORUL ÎN LUNGUL UNEI RUTE CARE TRAVERSEAZĂ UN CICLON ȘI UN ANTICICLON

Analizăm acum zborul unui avion care traversează o zonă ciclonică și una anticiclonică. Traversarea unor astfel de cîmpuri barice se poate face după mai multe trasee prin diferitele sectoare ale zonei depresionare sau ale maximului baric. În cele ce urmează nu vom trece în revistă decît 4 rute principale și anume: *două rute care pornesc din partea mediană a unei zone depresionare,* una către partea anterioară și nordică a maximului baric, iar a doua, către partea posterioară și sudică a altui maxim barometric, precum și alte *două rute, care pornesc din partea mediană a unui anticiclon,* una către sectorul anterior-nordic al unui ciclon și a doua, către sectorul posterior-sudic al altui ciclon.

Traseul I — Ciclon-anticiclon cu traversare de front rece, secundar. În fig. 113 este redată situația barică de la sol, în care se constată o vastă zonă depresionară care acoperă tot mijlocul Europei, întinzîndu-se din Mările Polare pînă în sudul Greciei, și două anticicloane, unul deasupra Oceanului Atlantic și al doilea în zona Munților Urali. În harta din fig. 114 este reprezentat cîmpul izohipselor de la nivelul suprafeței de 500 mb, în care se constată o dorsală puternică pe Oceanul Atlantic și un talveg adînc, orientat N—S pe Europa de mijloc.

În această situație atmosferică, nici anticiclonul de pe Oceanul Atlantic și nici ciclonul de deasupra Europei nu sînt formații barice principale, întrucît, în altitudine (la 500 mb), nu se află aproximativ deasupra centrului lor de la sol, izohipse închise, respectiv un nucleu anticiclonic de altitudine și nuclee ciclonice de altitudine.

Mai este de remarcat, pe harta cu situația de suprafață (sol), că zona ciclonică nu are axul mare orientat V—E, așa cum se întîlnește la cei mai mulți cicloni din Europa, ci N—S. Aceste zone ciclonice sînt în transformare rapidă, deoarece, prin sectorul lor posterior se canalizează cu ușurință valuri de aer polar urmate de aer arctic, care,

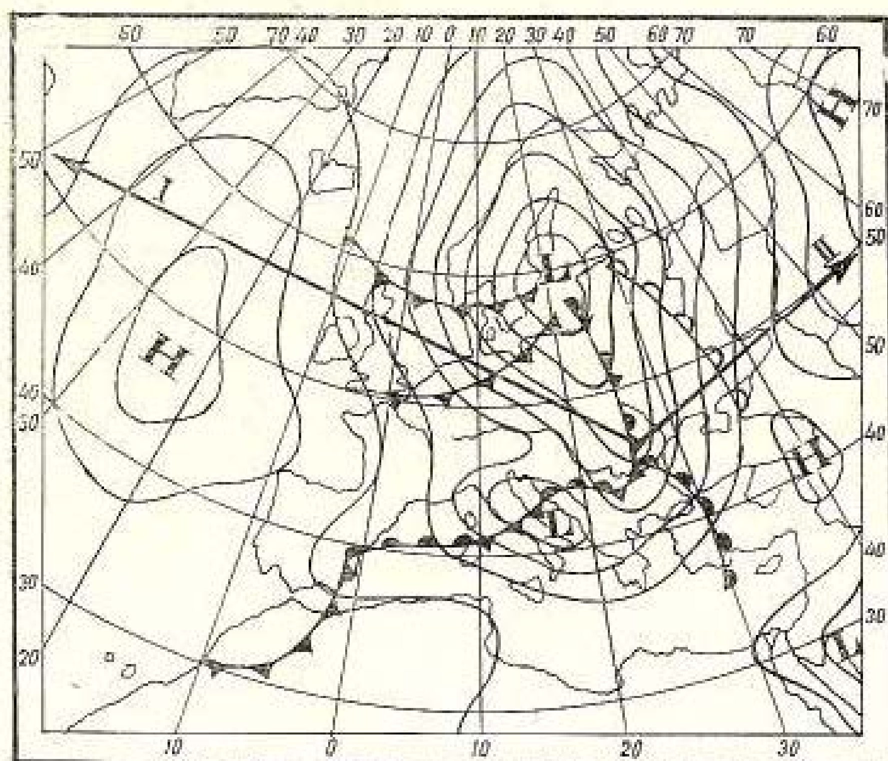


Fig. 113. — Distribuţia cîmpului baric cu ciclon şi anticiclon la sol.

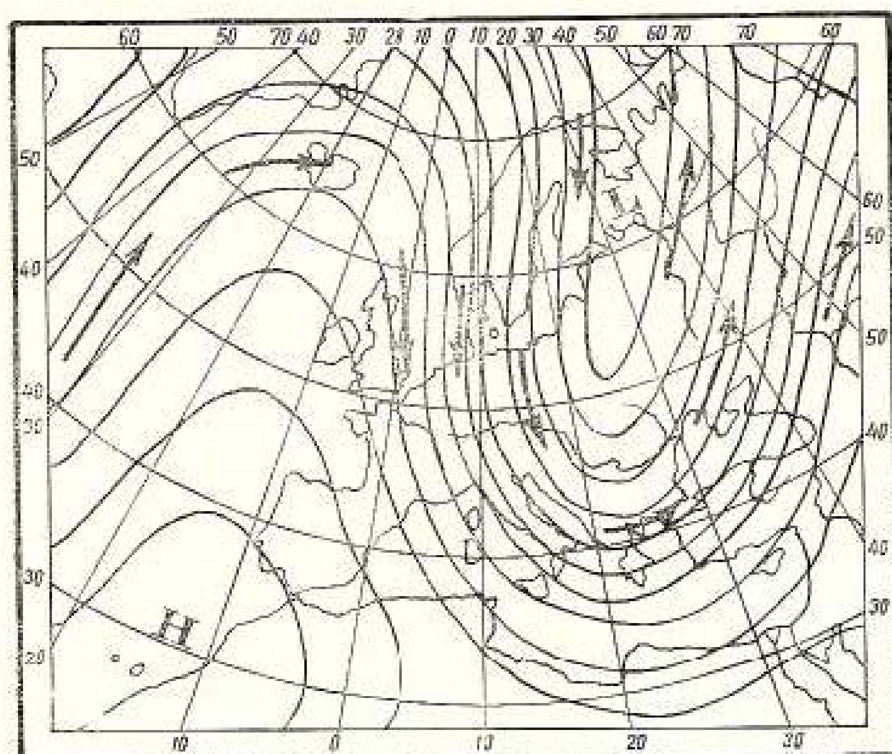


Fig. 114. — Distribuţia izohipselor deasupra unui cîmp baric cu ciclon şi anticiclon la sol.

prin propagare spre latitudinile sudice, oclud repede zona depresionară, înlocuind-o cu o masă stabilă rece.

Se mai observă că izobarele formează un talveg baric, cu vîrful în țara noastră și că pe linia mediană a acestui talveg, care se deschide spre Marea Baltică, unde se află centrul ciclonului, există un front

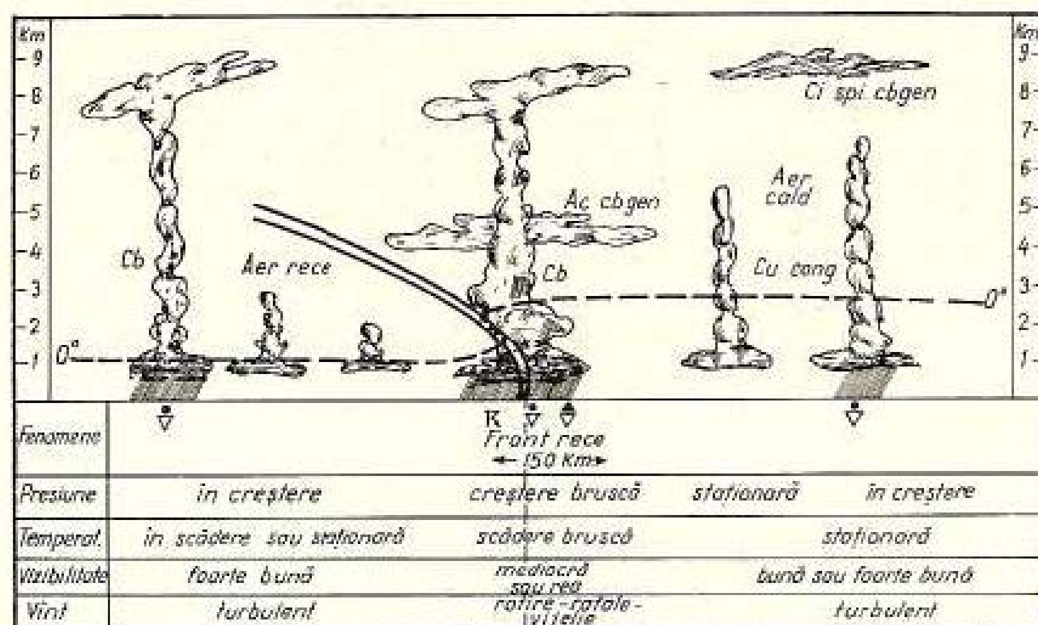


Fig. 114 a. — Front rece secundar.

oclus, care se bifurcă la vest de București într-un front rece (scurt) și unul cald. Se mai constată în partea de SV a zonei ciclonice o depresiune secundară, situată deasupra Mării Adriatice, precum și un „sac" sau „buzunar" depresionar deasupra bazinului occidental al Mării Mediterane. Dinspre frontul rece al zonei depresionare se înlănțuiesc două perechi de fronturi (cald-rece), una în zona ciclonului secundar iar a doua, în buzunarul depresionar.

Avionul, plecînd de la București pe acest traseu (1) către Montreal (Canada), va avea la început o vreme urîtă caracteristică frontului oclus cu caracter rece. După depășirea acestui front, avionul va intra într-o masă de aer rece, instabil, cu cer variabil mai mult noros ; presiunea este în creștere, temperatura în scădere, vîntul în intensificare de la N și NV. În altitudine, vîntul are intensități mari, iar la peste 5 000 m înălțime, se întîlnește curent jet de NNV.

Norii caracteristici sînt : *Cu cong*, cu averse sub baza lor, *Ci spi cbgen*, iar în apropiere de nordul Germaniei se va întîlni un front rece secundar, caracterizat prin nori *Ac cbgen* și puternici *Cb*, cu averse însoțite de descărcări electrice. Vîrful acestor nori *Cb* urcă pînă la 8 000 m, iar baza coboară sub 1 000 m. Sub bază apar *fra. pan.* Întrucît frontul rece secundar nu este compact, avionul găsește spații libere printre norii *Cb*, deci traversarea fronturilor secundare nu este dificilă (fig. 114 a). După trecerea acestei linii frontale, avionul intră

într-o masă de aer și mai rece, unde temperatura la sol scade accentuat, presiunea continuă să crească, vîntul se menține la intensități mari, atît la sol, cît și în altitudine, vizibilitatea este bună sau foarte bună. Din loc în loc apar nori *Cu* și *Cb* cu averse, care se mențin pînă spre nordul Angliei. De aici, în continuare, vîntul își schimbă direcția, suflînd dinspre NV cu rotire către V. Vîntul slăbește în intensitate, atît la sol, cît și în altitudine, unde linia jetului rămîne în dreapta. Zborul decurge în condiții bune de vizibilitate, iar norii *Cu* sînt din ce în ce mai rari și mai puțin dezvoltați. După traversarea meridianului de 25°V, vîntul la sol și în altitudine începe să bată dinspre SV și aerul devine din ce în ce mai stabil. Vizibilitatea se menține bună, iar norii care apar sînt *Ci* și *Cs* (fig. 111, secțiune).

Traseul al II-lea — Ciclon-anticiclon cu traversare de front cald de altitudine. Avionul, plecînd de la București către est, spre Tobolsk, va avea un timp bun de zbor aproape în tot lungul acestei rute.

Presiunea aerului va fi în continuă creștere.

Temperatura la sol va fi, vara, în continuă creștere, iar iarna în continuă scădere.

Vizibilitatea va fi bună, vara, de-a lungul întregului traseu, pe cînd iarna va fi proastă la sol, din cauza ceții, care începe să apară pe a doua jumătate a traseului, o dată cu pătrunderea avionului în zona periferică de SV a anticiclonului, unde izobarele se distanțează între ele și vîntul slăbește sub 3 m/s la sol.

Direcția vîntului se menține la sol și altitudine dinspre S și SV.

Viteza vîntului este mare pe prima jumătate a traseului, apoi scade atît la sol cît și în înălțime. Pe prima parte a traseului, între 5 000 și 10 000 m înălțime, în funcție de gradientul izohipselor, se poate întîlni curent jet de SV.

Cerul este variabil, predominînd zonele mari, senine.

Masele de aer pe acest traseu sînt în general termic stabile și de aceea norii apar în bancuri de *Sc*.

De-a lungul acestor trasee se întîlnesc destul de frecvent *fronturi calde de altitudine,* caracteristice prin nori *Ci, Cs* și *As.* Din aceste fronturi, lipsite în general de nori *Nb,* nu cad precipitații, care să ajungă la sol. Zborul avionului prin front, fie pe sub baza norilor *As,* fie pe deasupra lor, sau chiar prin interiorul pînzei noroase, se face liniștit. Asemenea fronturi nu se evidențiază pe hărțile de suprafață, decît prin prezența sistemelor noroase alcătuite din *Ci, Cs* și *As.* Pe hărțile aerologice, ele apar în mod evident, pentru că aici se constată fie o discontinuitate în direcția vîntului, fie o discontinuitate în viteza vîntului, dar totdeauna o discontinuitate a temperaturii de-a lungul izohipselor (fig. 115).

Traseul al III-lea — Anticiclon-ciclon cu traversare de front cvasistaționar, front cald instabil și front rece instabil. În fig. 116 și 117 sînt reprezentate respectiv situația atmosferică de suprafață și cea corespunzătoare, de altitudine, dintr-un interval de timp în cursul căruia acționau deasupra Europei 3 zone ciclonice; una din ele este notată cu L (cea islandeză, cea mediterană și un ciclon secundar format în sec-

torul sudic al unei vaste zone depresionare nordsiberiene) și 2 anticicloni sînt notați cu H (anticiclonul azoric și anticiclonul scandinav, deplasat spre sud de Bielorusia).

Un avion, care străbate ruta Iași-Atena-Casablanca, va trece din sectorul sudic al anticiclonului prin sectorul nordic și central al unei depresiuni mediterane, aterizînd într-o regiune de sub sectorul anterior al anticiclonului azoric. Pe această rută, avionul va avea de străbătut 3 fronturi destul de active : unul cvasistaționar în cîmpia Dunării, unul cald, situat deasupra Greciei și unul rece între Sicilia și Tunisia. Aceste 3 fronturi separă patru mase de aer diferit și anume un aer arctic (cA) sau continental polar rece (kP), un aer maritim polar (mP), un aer maritim tropical (mT) și un aer maritim polar proaspăt (mP).

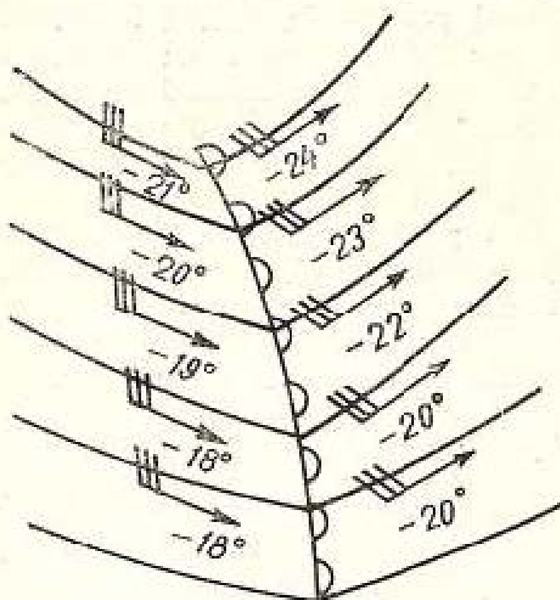


Fig. 115. — Principalele elemente care identifică un front cald de altitudine.

În lungul acestei rute, avionul va întîlni următoarele fenomene și variații ale elementelor meteorologice :

Presiunea aerului va crește pînă la frontul staționar, după depășirea căruia va scădea accentuat pînă la linia frontului cald, de unde va rămîne scăzută pînă la frontul rece ; după traversarea acestuia, va începe să crească apreciabil.

Altimetrul va indica variații de altitudine exact inverse.

Temperatura la sol va crește continuu pînă la întîlnirea cu frontul rece, după trecerea căruia va începe să scadă ușor. În altitudine (5 000 m), temperatura va avea un mers invers celei de la sol.

Vizibilitatea va fi bună, exceptînd zonele de-a lungul fronturilor.

Direcția vîntului la sol va fi dinspre NE pînă în zona frontului cald, din SV în sectorul cald al zonei ciclonice și din NV, după trecerea frontului rece. În altitudine, vîntul va bate din SV și numai după depășirea frontului rece, se va roti, suflînd dinspre NV.

Intensitatea vîntului la sol va fi mare pînă în zona frontului cald, apoi va slăbi, mărindu-se din nou în spatele frontului rece, pentru a slăbi în aria anticiclonului azoric. În altitudine, așa cum se constată pe harta cu izohipse (fig. 117), intensitatea va crește în zona izohipselor dese, deci din mijlocul sectorului cald al zonei ciclonice și pînă la sfîrșitul rutei.

Cerul va prezenta aspecte foarte diferite și anume :

Vara, avionul decolînd de la Iași, va avea un timp cald și frumos, cu cer mai mult senin. În sudul Carpaților, unde vîntul la sol va sufla tare dinspre NE, iar în altitudine dinspre S și SV, el va întîlni o zonă

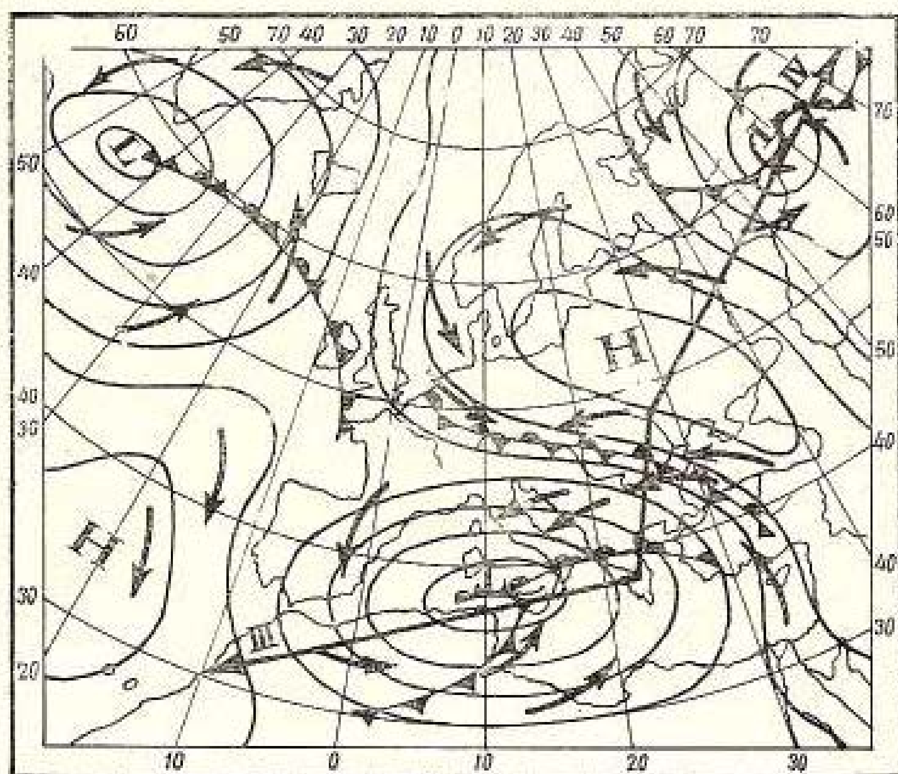


Fig. 116. — Distribuţia cîmpului baric la sol, reprezentînd 3 zone ciclonice şi 2 anticiclonice.

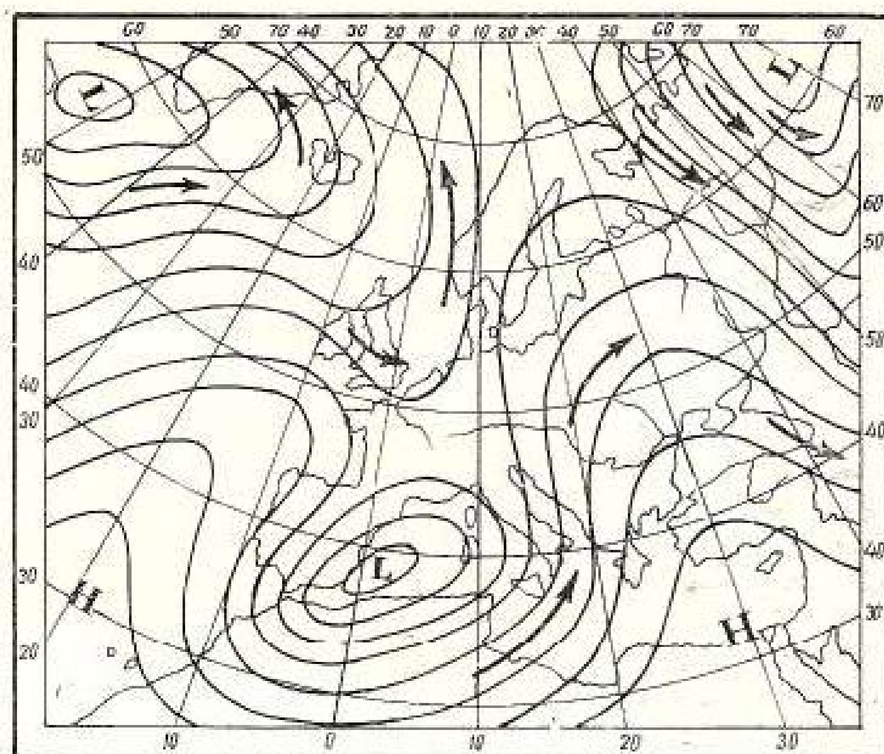


Fig. 117. — Distribuţia izohipselor la nivelul de 500 mb deasupra a 3 zone ciclonice şi 2 anticiclonice.

compactă noroasă, formată din *Ci*, *Cs* și *As* dublat de o pînză noroasă stratiformă, formată din unirea lui *fractus pannus*, și care se deplasează în direcția opusă celei a norilor superiori și mijlocii. Norii *Ci*, *Cs* și *As* se deplasează spre NE, fiind purtați de curentul de altitudine care bate dinspre SV, pe cînd pînza de *fractus* se deplasează spre SV, din cauza vîntului tare de la sol care bate dinspre NE. Acești nori caracterizează frontul staționar din anticiclonul care acoperă Ucraina și Bielorusia, și zona ciclonică din Mediterana. Sub linia frontului cvasistaționar cad precipitații continue ; căderea acestor precipitații este oblică, din cauza vîntului tare.

Avionul este obligat să traverseze aproape perpendicular acest front și o poate face fără risc, atît pe deasupra norilor *As*, cît și prin interiorul lor, în ambele cazuri avînd vînt de față. Nu se recomandă și chiar se interzice trecerea acestui front pe sub baza norilor inferiori, a căror înălțime deasupra solului scade sub 100 m (mai ales iarna).

După traversarea acestui front, care, repetăm, nu implică dificultăți, avionul întîlnește, în apropierea Atenei, frontul cald instabil caracterizat prin norii : *Ci spi*, *Ac floc*, *As* cu *Ns*, asociați cu nori *Cb*, averse puternice și descărcări electrice violente. Echipajul se află acum într-o situație complicată și trebuie să găsească soluția cea mai simplă pentru a ocoli masa noroasă cea mai densă, cu turle de *Cb* pe deasupra (fig. 108).

Intrat în sectorul cald, avionul întîlnește nori *Cu* și *Cb*, care se îndesesc în zona frontului rece, unde formează aproape un zid, fiind asociați cu *Ns*, care pe deasupra au o umbrelă de *As*. Între Sicilia și Tunisia se întîlnesc din nou situații meteorologice dificile și complicate, cu rotirea și intensificarea vîntului sub baza norului frontal și mărirea numărului de fulgere.

Se recomandă ca avionul să ocolească *Cb* puternici prin sud, spre coada frontului, unde aerul cald saharian nu permite formarea unui zid noros continuu de *Cb* (fig. 110).

După trecerea frontului rece, condițiile se ameliorează, cerul fiind variabil, iar norii *Cu* și *Cb*, locali.

Iarna, fenomenele se petrec la fel, cu deosebire că la decolare, timpul nu mai este călduros, ci rece sau geros, iar în zona frontului staționar cad precipitații sub formă de ninsoare viscolită, ce reduc vizibilitatea la zeci de metri, fenomen care împiedică, atît aterizarea, cît și decolarea.

Din cauză că la diferența de presiune dintre partea nordică și cea sudică a frontului staționar, se mai adaugă și o difernță termică, intensitatea vîntului de NE este sporită iarna, la sol.

Traseul al IV-lea — Anticiclon-ciclon secundar cu traversare de front rece și front cald. Un avion care pleacă în lungul traseului al IV-lea (fig. 116), spre exemplu, de la Iași spre NE către Salehard sau Novîi-Port din regiunea de NV a Siberiei, va întîlni următoarele fenomene :

Presiunea aerului va crește pînă în zona Kievului, apoi va scădea continuu.

Temperatura va scădea atît vara, cît și iarna.

Vizibilitatea va fi bună pînă aproape de punctul terminus.

Direcția vîntului la sol va fi de la E pînă în zona Kiev, apoi de la NV. În altitudine, vîntul va bate din SV pînă în regiunea Kiev și din NV pe restul parcursului.

Intensitatea vîntului se va mări pe a doua jumătate a rutei, atît la sol, cît și în altitudine.

Cerul va fi mai mult senin pînă la rotirea vîntului dinspre NV, cînd, în apropiere de suprafața solului apar pînze de *Sc*. În aria zonei ciclonice secundare, vîntul devine violent, vizibilitatea este proastă, cerul este acoperit cu nori groși suprapuși *Cs*, *As*, *Nb* amestecați cu *Cb* și care acoperă atît zona frontului rece și a celui cald, cît și sectorul cald dintre aceste fronturi. Plafonul acestor nori este atît de jos, încît coboară la sol. Precipitațiile purtate de vînt cad sub formă de lapoviță în lunile de vară, și sub formă de ninsoare viscolită în restul anului.

Avionul nu poate traversa un astfel de ciclon secundar, el fiind obligat să aterizeze și să aștepte deplasarea perturbației la est de punctul terminus al rutei. Ocolirea ciclonului secundar înseamnă multe sute de kilometri efectuate în plus, ca pînă la urmă să existe pericolul ca avionul să fie surprins de vijelie pe aerodromul de destinație. Se recomandă ocolirea, la mare distanță de centrul ciclonului secundar, numai în cazul cînd acesta nu se dirijează spre zona aeroportului final al rutei.

Se recomandă aterizarea și așteptarea deplasării perturbației, întrucît aceasta are viteză mare, de 50—60 km pe oră, astfel că în 24 de ore ea poate parcurge peste 1 000 km, stingîndu-se în acest interval de timp.

Aceleași recomandări sînt valabile și pentru ciclonii secundari din regiunile temperate sau tropicale, deși la aceștia plafonul norilor este mult mai ridicat decît cel constatat în ciclonii secundari, polari. În schimb, violența vîntului turbulent și numărul descărcărilor electrice sînt cu mult mai mari în zonele depresionare de la latitudinile mici.

Traseul al V-lea — Traversarea de la un centru anticiclonic înalt la centrul unei zone ciclonice adinci. Situația barică de sol și altitudine reprezentate în hărțile din fig. 118 și 119, arată că traseul cel mai periculos pentru navigația aeriană este cel reprezentat prin traseul al V-lea, unde avionul trebuie să traverseze o denivelare barică foarte accentuată (situația din hărțile din fig. 118 și 119 este cea din ziua de 6.I.1966, cînd s-a declanșat în Moldova și în toată jumătatea de est a țării un viscol excepțional de violent, care a troienit zăpada la peste 3 m și în cursul căruia, vîntul la sol a atins și chiar depășit 50 m/s).

În asemenea situații de gradient baric, atît la sol, cît și în altitudine, în cazul cărora vîntul depășește 150—200 km/oră, zborul avioanelor nu este permis așa cum nu este permis nici în depresiunile secundare, în ciclonii tropicali din Oceanul Indian, în taifunele din Marea Japoniei, în uraganele din Marea Caraibilor, în tornadourile sudamericane sau de-a lungul frontului intertropical, vara.

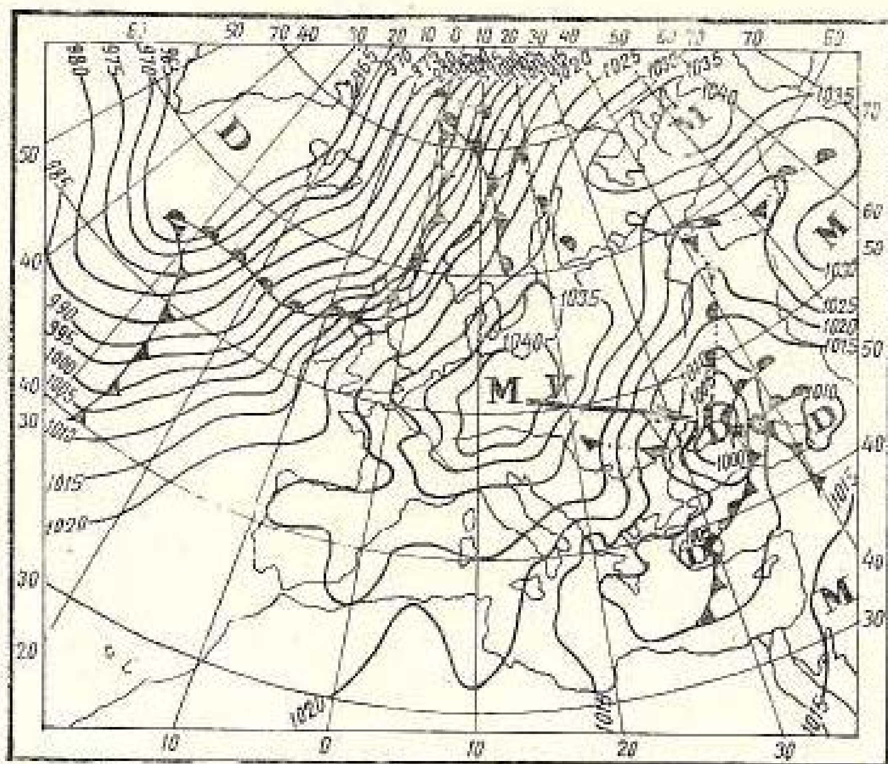


Fig. 118. — Distribuția cîmpului baric la sol, reprezentînd un anticiclon înalt și un ciclon adînc.

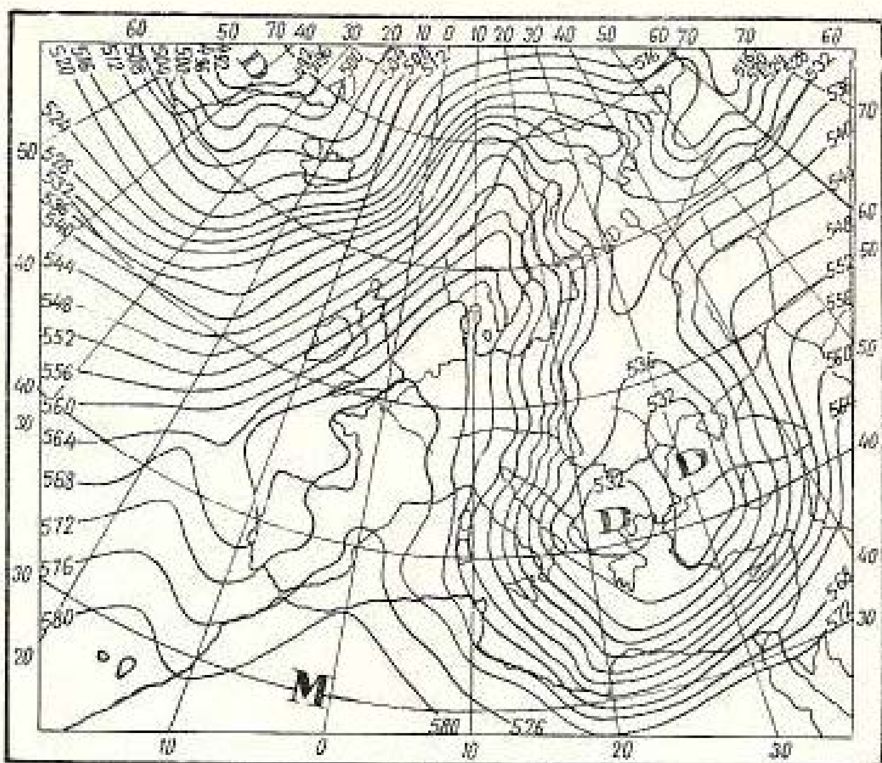


Fig 119. — Distribuția izohipselor la nivelul de 500 mb, deasupra unui anticiclon înalt și a unui ciclon adînc.

17. ZBORUL ÎN ANTICICLON MOBIL ȘI ÎN CÎMP BARIC UNIFORM

17.1. ZBORUL CARE TRAVERSEAZĂ UN ANTICICLON MOBIL

În harta din fig. 120 și 121 se pot vedea distribuția presiunii la nivelul solului și repartiția geopotențialului suprafeței de 500 mb. În fig. 120 se constată un anticiclon mobil centrat deasupra Cehoslovaciei, care se deplasează rapid după talvegul zonei ciclonice centrate în nord-estul Europei.

Traversarea unui anticiclon mobil se face de către avion în condiții excelente de zbor, determinate de cerul senin, de vizibilitatea excelentă și de vînturile slabe din partea centrală a anticiclonului, atît la sol cît și în altitudine.

În cazul de față, aeronava are la plecare un timp de front oclus rece, instabil, cu vînturi tari de NV, apoi timp frumos și liniștit, cu mișcări descendente între centrul anticiclonului, după care vîntul se rotește dinspre S sau SV.

În apropiere de Londra, avionul va întîlni formațiuni noroase caracteristice frontului oclus cu caracter cald. În anticiclonul mobil, condițiile meteorologice sînt opuse celor din ciclonii secundari.

17.2. ZBORUL ÎN CÎMP BARIC UNIFORM

În harta din fig. 122 și 123 se constată deasupra Europei, pînă în Peninsula Iberică, un cîmp de presiune uniformă, cu variații de la o regiune la alta, mai mici de 5 mb.

Zborul în această situație barică depinde de caracteristicile termice ale masei de aer. Într-o masă uscată și stabilă, timpul este frumos, cu cer senin și vînt calm. Din cauza insolației diurne, în stratul inferior de aer se creează o turbulență dezordonată, determinată de neuniformitatea terenului, dar care nu se manifestă la înălțimi mai mari de 100 m. În anotimpul rece, din cauza radiației nocturne, se formează

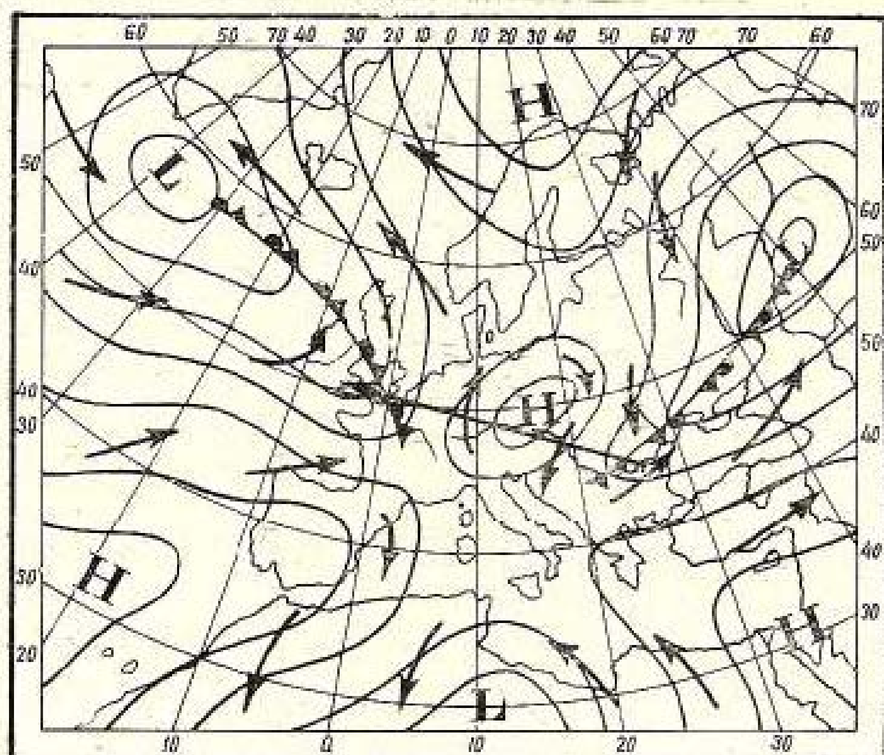


Fig. 120. — Cimp baric cu anticiclon mobil la sol.

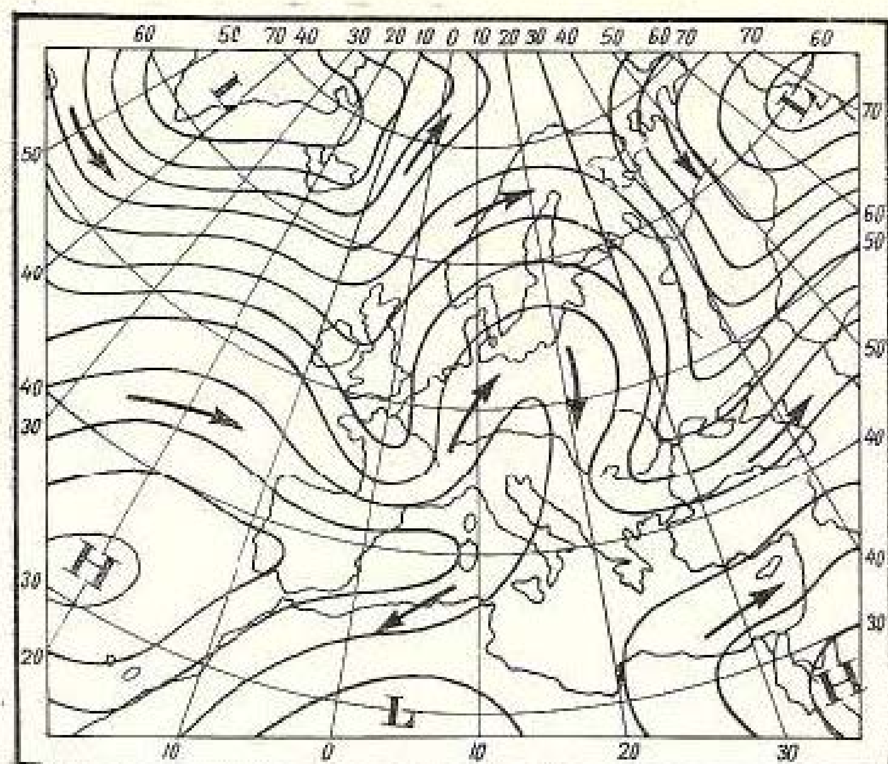


Fig. 121. — Suprafața izobarică de 500 mb deasupra unui cimp cu anticiclon mobil la sol.

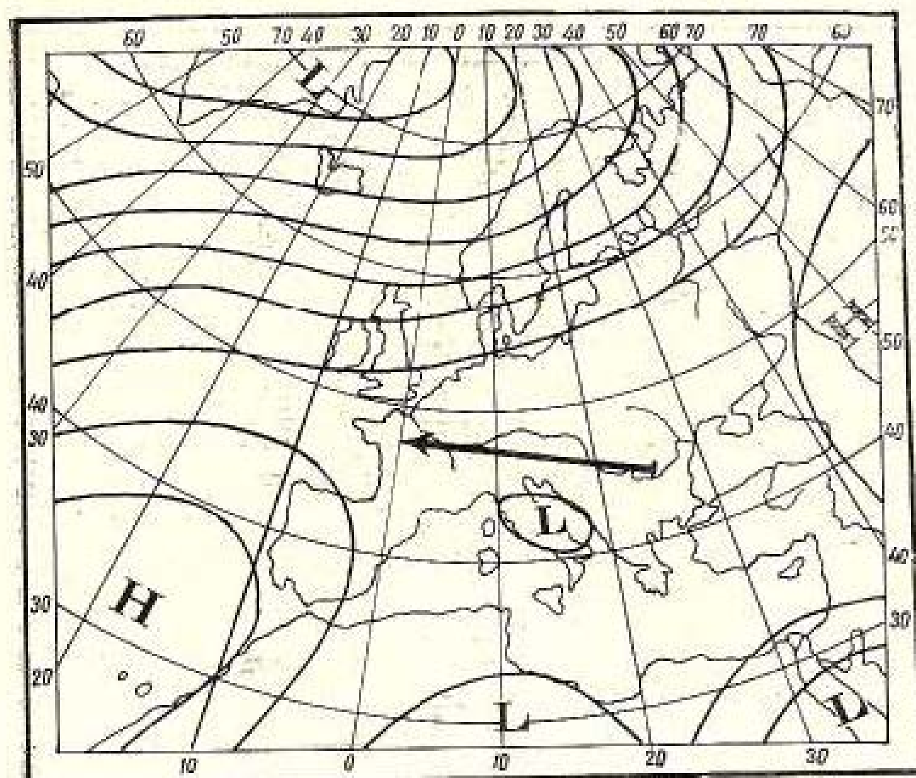


Fig. 122. — Cîmp baric uniform.

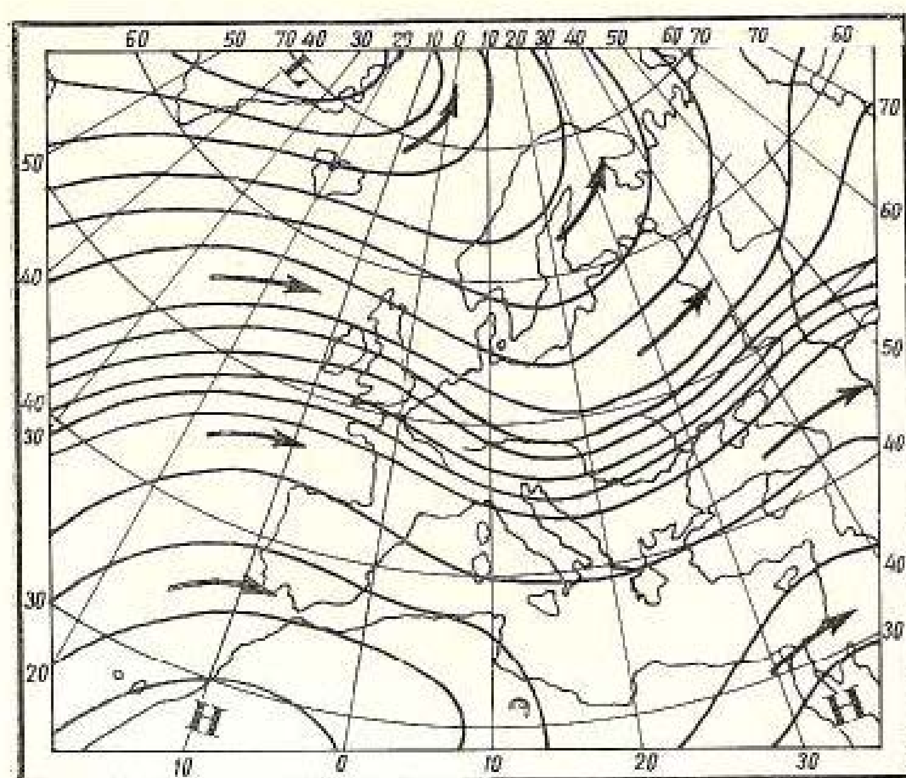


Fig. 123. — Suprafața de 500 mb deasupra unui cîmp baric uniform la sol.

ceață locală, mai groasă și mai persistentă în zona de munte și îndeosebi pe aerodromurile situate în depresiuni orografice.

În aer umed, instabil, cerul este senin noaptea și noros ziua, la orele de amiază, cînd apar nori *Cu*, *Cu cong* și *Cb*, în funcție de temperatura și de umiditatea aerului pe verticala locului. Cu cît aerul este mai umed și mai rece în altitudine, cu atît dezvoltarea norilor *Cb* este mai pronunțată și aversele mai puternice. Acești nori apar izolat și pot fi văzuți de la distanță, fapt ce permite echipajului să-i ocolească din timp. Obișnuit, acești nori sînt mai numeroși în zona de munte sau pe suprafețe cu teren orografic foarte neomogen.

Într-un astfel de cîmp baric se pot crea și fronturi calde sau reci de altitudine, cînd în lungul izohipselor, dintre 3 000 și 6 000 m, se produc ondulații datorită unor convergențe de aer cald cu aer rece. Aceste ondulații apar acolo unde, în lungul unei izohipse, se produce o diferență de temperatură de cîteva grade. Această ondulație determină schimbarea de direcție și chiar de intensitate a vîntului de la nivelul respectiv. Datorită acestui mecanism se pot crea fronturile calde sau reci de altitudine, cu norii lor caracteristici.

Pentru navigația aeriană, aceste fronturi sînt importante mai ales sub aspectul turbulenței și al schimbării de direcție și intensitate a vîntului. În general, transportul de căldură determină distanțarea izohipselor și vînturi mai slabe de SV, iar transportul de frig cauzează îndesirea izohipselor, curbarea lor în sens ciclonic și vînturi mai intense din NV.

18. ZBORUL CARE TRAVERSEAZĂ O ZONĂ FRONTALĂ PLANETARĂ ÎNALTĂ

Așa cum s-a arătat și mai înainte, cînd s-a vorbit despre circulația generală a atmosferei, în regiunea polară, suprafețele de geopotențial sînt joase. Aici există permanent o vastă zonă ciclonică de altitudine (fig. 77). Dimpotrivă, în regiunea tropicală, suprafețele izobarice sînt înalte, deci se poate spune că aici avem permanent un anticiclon de altitudine.

În regiunea anticiclonică, izohipsele sînt rare, pe cînd în cea ciclonică ele sînt mai dese (fig. 122).

Între ciclonul polar de altitudine și anticiclonul tropical de altitudine, se formează o bandă sau zonă numită *frontală înaltă*, care înconjură emisfera mai mult sau mai puțin șerpuit. Această zonă frontală înaltă, care se întinde în mod evident de la înălțimea de 500 mb în sus (unde și izotermele merg paralel cu izohipsele), se caracterizează prin izohipse foarte dese, deci prin vînturi puternice. În lungul acestei zone frontale planetare înalte, apar, către 6—13 km înălțime, și curenți jet, care pot fi de V, cînd zona frontală este paralelă cu latitudinile, de NV, cînd zona frontală face ondulație ciclonică sau de SV, cînd ondulația este anticiclonică.

Zborul de-a lungul acestei zone frontale înalte (5—10 km) se face fără alte dificultăți decît că în direcția vest se întîmpină un vînt puternic din față. În direcția est, vîntul este puternic din spate, favorizînd înaintarea.

Traversarea acestei zone este periculoasă din cauza vîntului maxim, care poate prinde planurile avionului sub unghiuri diferite și să le rupă. Cele mai multe catastrofe aeriene, pricinuite de zona frontală înaltă sau de curentul jet, se produc datorită traversării aproape în perpendicular a acestor curenți aerieni de mare altitudine.

Pentru a evita traversarea zonei frontale înalte, avionul trebuie să coboare sub 6 000 m sau să urce la peste 13 000 m, întrucît între aceste niveluri vîntul este maxim pentru regiunile noastre temperate. Angajarea în lungul zonei frontale, căutată de piloți pentru vîntul

puternic din spate, care permite economisirea de combustibil, trebuie să se facă zburînd mai întîi sub această zonă în sensul vîntului din ea, și apoi luîndu-se altitudinea, la care zona frontală sau curentul jet se manifestă (fig. 124).

Pentru că avionul este solicitat de forțe mari, atunci cînd se zboară împotriva curentului puternic din zona frontală sau cînd se

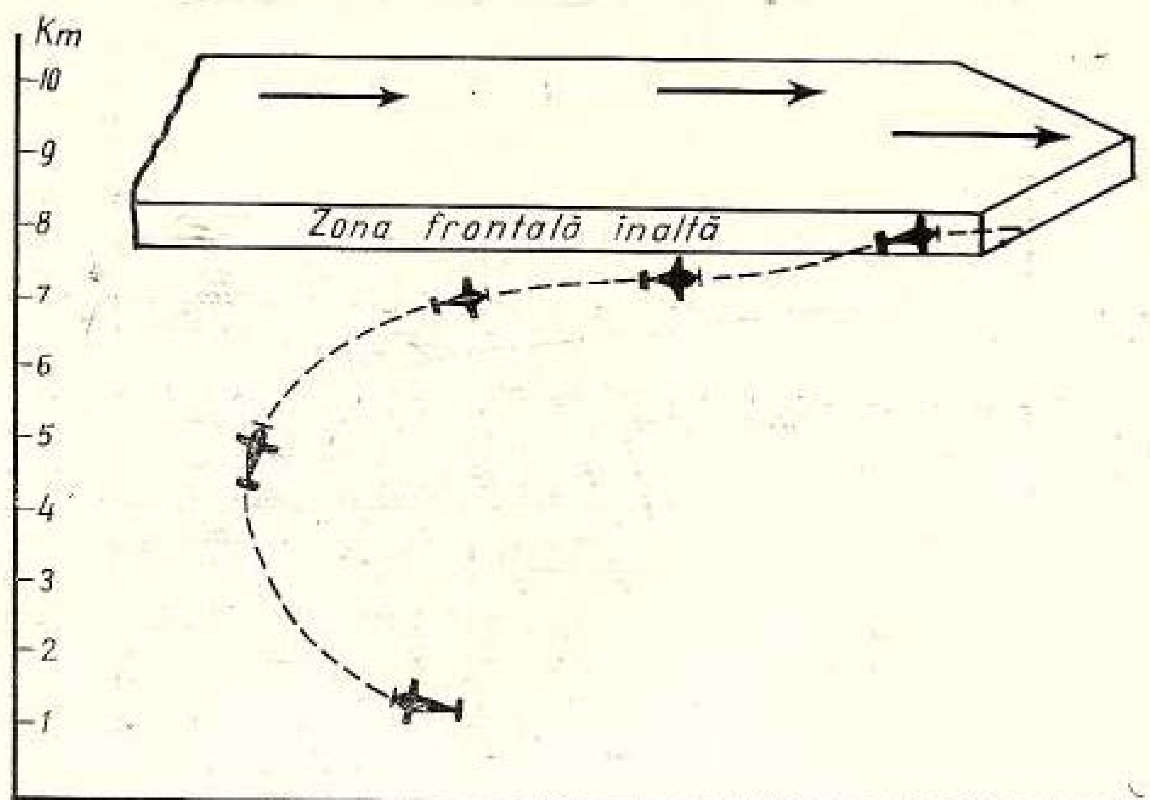


Fig. 124. — Modalitatea de a intra în lungul zonei frontale planetare înalte.

navighează prin ea sub un anumit unghi, se recomandă evitarea acestei zone și îndeosebi evitarea tronsoanelor unde vîntul este maxim și anume unde viteza lui depășește 30 m/s.

Trebuie ținut minte că în afară de viteza vîntului (ca efect dinamic), un rol important îl joacă și frecarea (ca efect termic) asupra aparatului de zbor.

18.1. ZBORUL CARE TRAVERSEAZĂ TROPOPAUZA

S-a arătat la partea despre structura atmosferei (Cap. III) că *troposfera* se întinde la ecuator pînă la 15 km, iar deasupra regiunilor polare pînă la circa 8 km. Deasupra acestui strat, caracterizat printre altele și prin mișcări verticale, se întinde în sus *stratosfera*. Suprafața de separare între troposferă și stratosferă a fost numită *tropopauză*.

Tropopauza suferă variații geografice importante, pentru că altitudinea ei la ecuator este dublă față de cea de la poli. Ea suferă de

asemenea variații în timp; astfel, în regiunile polare, în perioada marilor geruri, ea coboară atît de mult încît atinge solul. Temperatura tropopauzei este, la ecuator, de —80°, iar la poli de —40°; deci, la nivelul tropopauzei, temperatura este mai coborîtă la ecuator decît la poli.

Tropopauza nu este o suprafață continuă de la poli la ecuator, ci prezintă rupturi, fiind astfel formată din straturi care se suprapun

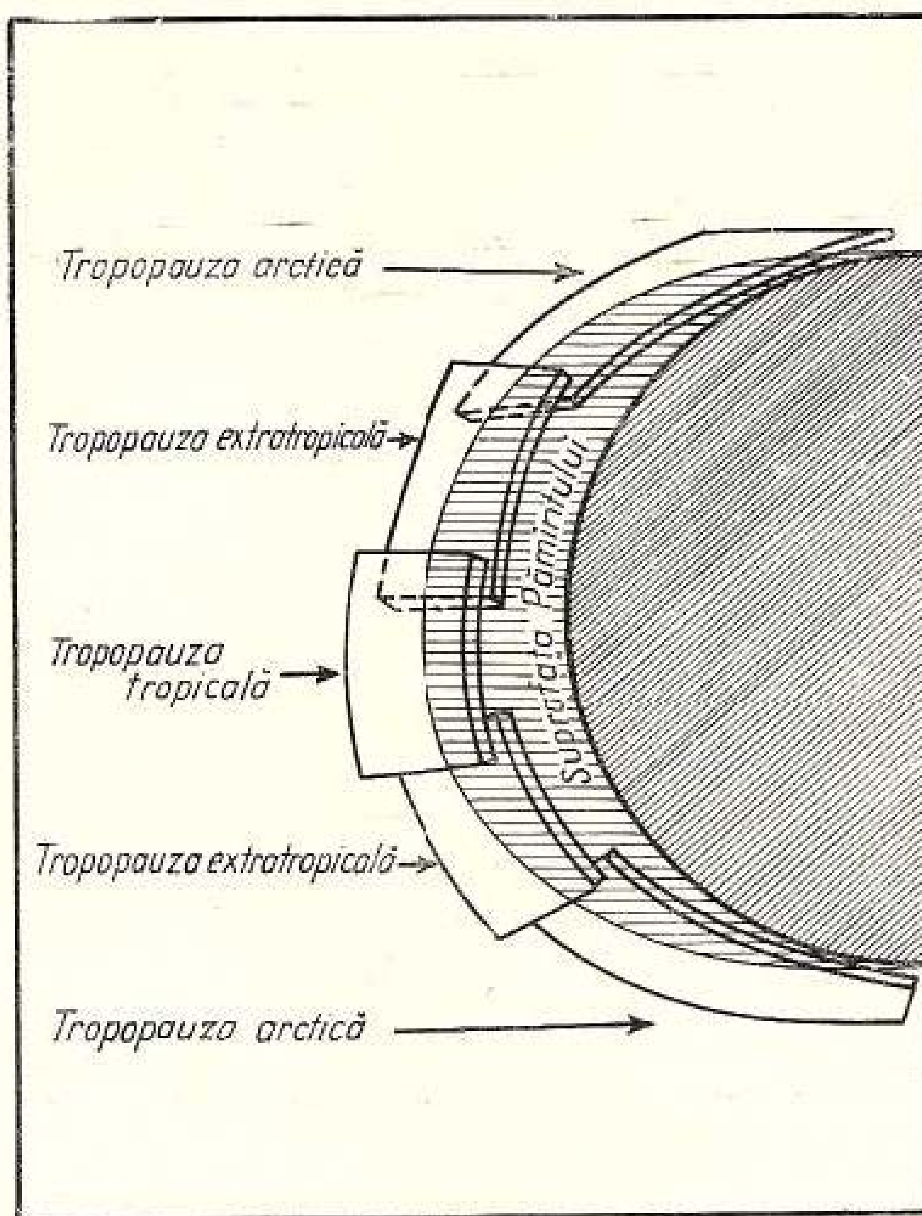


Fig. 125. — Stratificarea tropopauzei.

unele altora. Deasupra calotei polare se află tropopauza cea mai joasă numită *tropopauza arctică*. În lungul zonei temperate se află o tropopauză mai înaltă, numită *extratropicală* și care are bordura nordică deasupra tropopauzei arctice; deasupra tropicelor se află a treia bandă numită *tropopauza tropicală*, ale cărei margini se află deasupra tropopauzelor extratropicale (fig. 125).

Tropopauza este importantă nu numai pentru faptul că marchează limita superioară a perturbaţiilor şi fenomenelor de turbulenţă care caracterizează troposfera, ci mai ales fiindcă în zonele ei de ruptură se formează curenţi jet, deosebit de periculoşi pentru navigaţia aeriană la mari înălţimi sau la baza stratosferei. De aici se poate deduce că,

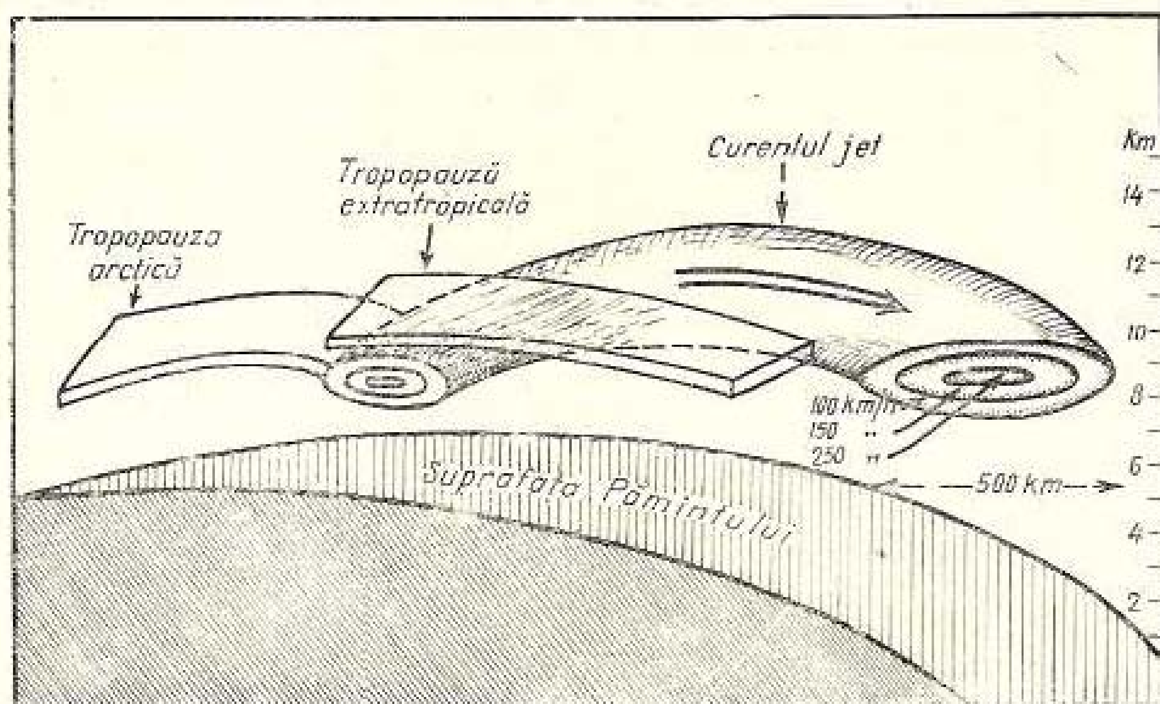


Fig. 126. — Structura curentului jet.

curentul jet se formează în zonele de ruptură, unde straturile de tropopauză se încalecă, deoarece aici se creează cele mai mari contraste termice. În general, există pentru fiecare emisferă două traiectorii ale curenţilor jet şi anume: una între tropopauza arctică şi cea extratropicală, iar a doua, între tropopauza extratropicală şi cea tropicală.

În mod obişnuit, un curent jet are o lăţime de 500 km şi o grosime de 7 km. În centrul lui, viteza vîntului este vara de 80 km/oră, iar iarna, de 150 km/oră. Aceste viteze sînt medii, însă au fost înregistrate şi viteze de 400 km/oră. Totdeauna viteza curentului este maximă în mijlocul filonului de aer şi descreşte spre marginea lui (fig. 126).

Numărul curenţilor jet variază de la o zi la alta şi de la un anotimp la altul. Curentul jet este însoţit de vînturile maxime, care au tendinţa de a se orienta V-E. Cele mai frecvente jeturi sînt cele din spaţiul Japoniei, Libiei şi Statelor Unite ale Americii (fig. 79). La noi în ţară acţionează frecvent jet-streamul din bazinul Mării Mediterane şi mai rar, cel arctic, care se propagă pe deasupra Angliei sau Mării Nordului. În harta din fig. 127 este dată tropopauza din ziua de 6 ianuarie 1966. Se constată că înălţimea tropopauzei, în nordul Africii şi pe Oceanul Atlantic de mijloc, se află la 13 000 m, iar în nordul Italiei,

Germania, Danemarca și nordul Scandinaviei, sub 8 000 m înălțime. În zonele de mari denivelări ale tropopauzei se constată vînturile maxime și curenții jet. De aceea, harta cu tropopauza a devenit un document de zbor indispensabil pentru navigația aeriană internațională. Prăbușirile de tropopauză se datoresc invaziilor de aer arctic iar ridi-

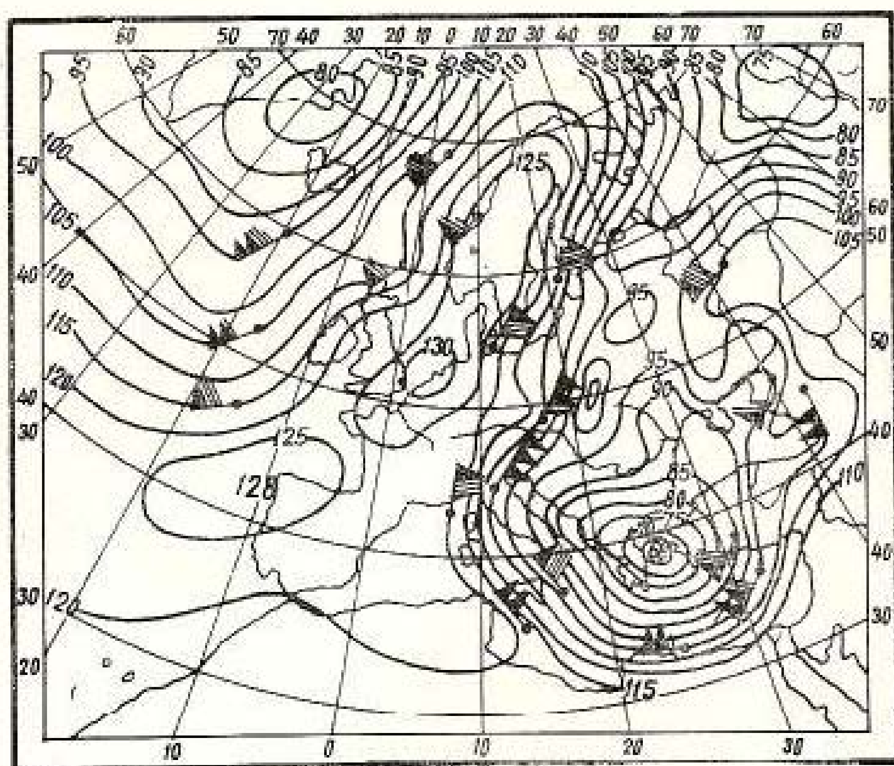


Fig. 127. — Tropopauza la 6 ianuarie 1966.

cările ei, în aceeași zonă geografică, sînt provocate de invaziile aerului tropical.

Tropopauză înaltă înseamnă condiții meteorologice bune pentru navigația aeriană (regimuri anticiclonice), iar tropopauza scăzută indică condiții mai complicate de zbor (regimuri ciclonice). De la prima vedere, această hartă arată zonele mari cu timp bun și cele cu timp rău pentru navigație, precum și zonele de ruptură ale tropopapuzei (izohipse strînse), unde se pot forma curenți jet.

După cum s-a arătat și în capitolul anterior, curentul jet este util numai avioanelor care zboară pe rute care se încadrează în direcția și în sensul lui de deplasare, deci pentru avioanele față de care jetul este un vînt „de spate“. Traversarea jetului și zborul împotriva lui, cu „vînt de față“ sînt de evitat.

Echipajul avioanelor, care zboară la mari înălțimi sau în stratosferă (supersonice), are datoria să analizeze cu atenție harta cu repartiția tropopauzei și să o folosească atent atunci cînd trece din troposferă în stratosferă sau cînd trebuie să folosească sau să evite un curent jet.

19. ZBORUL LA BAZA STRATOSFEREI

S-a arătat mai înainte că partea din atmosferă, aproape lipsită de fenomene meteorologice și care este situată deasupra tropopauzei pînă la 80 km înălțime, a fost numită stratosferă. Denumirea se datorește faptului că are un caracter de pătură uniformă, în interiorul căreia mișcările verticale, în mod obișnuit, sînt slabe sau lipsesc.

În interiorul stratosferei se constată următoarele :

Presiunea aerului scade repede cu înălțimea, astfel că la 50 km ea se reduce la 1/1 000 din valoarea ei de la sol ; la 160 km presiunea va fi de $2{,}7.10^{-6}$ mb sau 2.10^{-6} mm Hg. Această valoare a presiunii este identică cu vidurile realizate în laborator cu aparatele cele mai perfecționate.

Temperatura la astfel de presiuni (caracteristice vidului) devine o noțiune care se confundă cu însăși presiunea, și nu se definește decît prin relațiile existente între numărul de molecule și agitația moleculară.

Presiunea fiind definită prin relația :

$P = \frac{1}{3}$ n.m.c^2 (P = presiunea, n = numărul de molecule din unitatea de volum, m = masa unei molecule, c^2 = mijlocia pătratului vitezelor de agitație moleculară), temperatura absolută (T) este dată de relația :

$T = \frac{mc^2}{3k}$ (k = constanta lui Boltzmann = $13.7.10^{-17}$ *CGS*).

În stratosferă, valoarea temperaturii depinde de distanța mijlocie parcursă de o moleculă între două ciocniri. Această mărime se notează cu λ.

În tabelul de mai jos dăm cîteva date privind atmosfera înaltă.

Datele din acest tabel arată că liberul parcurs între molecule devine din ce în ce mai mare în atmosfera înaltă, astfel că la 150 km, el este de 18 m, iar la 200 km înălțime, de 300 m. Este ușor de înțeles

că la asemenea înălțimi, o moleculă lansată în sus riscă să nu se ciocnească cu nici o altă moleculă și să se piardă în spațiul interplanetar. Temperatura (în grade Kelvin) scade pînă la 20 km, crește de aici pînă

Altitudinea km	λ în cm	Presiunea în mb	Temperatura absolută	Masa moleculară
0	$6{,}5\cdot10^{-6}$	1 013	290	28,97
10	$2{,}1\cdot10^{-5}$	280	230,8	28,97
20	$9{,}7\cdot10^{-5}$	56	212,8	28,97
30	$4{,}8\cdot10^{-4}$	12,5	231,7	28,97
50	$7{,}8\cdot10^{-3}$	0,9	270,8	28,97
100	9,5	$6\cdot10^{-4}$	217,3	26,22
150	1 800	$4{,}9\cdot10^{-6}$	348,4	20,06
200	30 000	$3{,}8\cdot10^{-7}$	432,1	15,79

la 50 km, scade din nou către 100 km înălțime, de unde începe să crească accentuat pînă la 200 km. Masa moleculară rămîne neschimbată pînă la 80 km, de unde moleculele se disociază, devenind mai ușoare. De la 80 km în sus se întinde *ionosfera*.

Compoziția aerului nu suferă decît variații foarte slabe pînă la 80 km. Între 20 și 30 km se constată o mărire a cantității de ozon.

Moleculele aerului sînt supuse mai multor radiații ionizante precum : radiațiile solare, cosmice și radioactivitatea solului. Cum radiațiile ionizante sînt absorbite adesea cînd traversează atmosfera, se constată, în funcție de rarefierea aerului, zone de minimă și de maximă ionizare. Minimul de ionizare se produce în jur de 6 km înălțime, iar maximul, la 12 km.

În atmosfera înaltă, ionizarea devine puternică din cauza radiațiilor solare ultraviolete.

Navigația în stratosferă decurge liniștit, fără șocuri și în condiții de vizibilitate excelentă. Din cauza aerului rarefiat care opune o rezistență slabă, avioanele consumă cantități reduse de carburant și își pot mări viteza.

Avioanele supersonice își imprimă urma pe cerul albastru sub forma unor *trene de condensare*. Aceste dîre noroase provin din vaporii pe care îi emană motoarele avioanelor ; ele sînt formate din cristale fine de gheață. Acești nori artificiali sînt singurele fenomene meteorologice care se observă în stratosfera cuprinsă între 16 și 25 km înălțime.

La baza stratosferei, cam între 10 și 25 km înălțime, avioanele întîlnesc, deasupra zonelor cu tropopauză joasă, din cauza aerului rece instabil, vîrfuri ciriforme ale unor nori *Cb*, care urcă pînă la aceste înălțimi.

Datorită condițiilor meteorologice bune din stratosferă, ca și din motive economice (reducere de carburanți și de timp), începînd cu anul 1969—1970, se vor pune în circulație avioane comerciale supersonice, cu nivel de zbor între 16 și 22 km.

PARTEA A PATRA

ASISTENȚA METEOROLOGICĂ A AVIAȚIEI

20. PRINCIPIILE GENERALE DE DESERVIRE METEOROLOGICĂ A AVIAŢIEI ŞI ORGANIZAREA METEOROLOGIEI AERONAUTICE

Ştiinţa şi tehnica modernă au facilitat o dezvoltare apreciabilă a aviaţiei, izbutind să creeze tipuri de avioane care ating viteze de peste 2 000 km/h, niveluri de croazieră între 15 şi 20 km altitudine şi încărcături de zeci de tone. În acelaşi timp, prin dotarea cu o serie de mijloace speciale, tehnica pilotării şi a dirijării avioanelor a făcut progrese importante, izbutindu-se să se facă aterizări şi decolări în condiţii grele, cu vizibilitate şi plafon foarte reduse.

Impresia de moment ar fi că aviaţia nu ar mai solicita, în aceeaşi măsură ca mai înainte, concursul meteorologiei. Realitatea însă este alta : cerinţele aviaţiei au devenit mult mai mari şi reclamă meteorologiei date mai exacte şi mai numeroase, şi prevederi cît mai precise.

Aviaţia solicită de asemenea informări cît mai frecvente şi măsurători asupra unor parametri, care pînă în prezent nu se efectuau.

Aşa, spre exemplu, se solicită măsurarea temperaturii pe pistă, gradientului de vînt pe stratul inferior (sol — 100 m), vizibilităţii oblice etc.

Aviaţia mai necesită date şi studii climatologice pentru aerodromuri, rute de zbor şi regiuni.

În afară de aceste cerinţe operativ-aplicative, meteorologia face studii speciale, teoretice, destinate aeronauticii, cu scopul îmbunătăţirii şi mai mult a prevederilor de timp şi a cunoaşterii cauzelor turbulenţei în aerul clar (cer senin), studii asupra radiaţiei solare, asupra ozonului, asupra stratosferei şi în special, asupra circulaţiei aerului şi variaţiei temperaturii (în vederea calculării acceleraţiei care trebuie dată avionului pentru a atinge viteze supersonice).

Din cele expuse mai sus, rezultă în mod clar că aviaţia are nevoie de sprijinul direct al meteorologiei, pentru soluţionarea multor probleme operative şi teoretice.

Trebuie reţinut faptul că pentru atingerea acestui ţel, este foarte necesar şi se impune să existe o colaborare strînsă între aviaţie şi

meteorologie, ceea ce constituie unul din principiile de bază ale bunei funcționări a meteorologiei aeronautice.

La această colaborare cu personalul meteorologic trebuie să participe activ atît personalul navigant, cît și întregul personal din serviciile de dirijare și control a circulației aeriene (ACC, APP, TWR).

În consecință, se impune o pregătire cît mai temeinică pe linie de meteorologie, nu numai a personalului navigant, dar și a celui din serviciile de dirijare și control a circulației aeriene.

De asemenea, este necesar ca și personalul meteorologic care activează pe linie aeronautică, să posede un minimum de cunoștințe de aviație, privind mai cu seamă unele reguli de circulație, de navigație și de pilotare, precum și unele caracteristici tehnice și constructive ale avioanelor și mijloacelor de telecomunicație.

Ar mai fi recomandabil ca meteorologii din serviciile de protecție meteorologică a navigației aeriene să execute, în faza de specializare în acest sector de activitate meteorologică, zboruri de instruire practică, în scopul de a cunoaște fenomenele meteorologice din punctul de unde le privește în mod obișnuit pilotul și de a cunoaște personal influențele pe care fenomenele meteorologice le exercită asupra avionului în zbor.

După repartizarea lor la centrele meteorologice, ar fi deosebit de util ca meteorologii să execute zboruri pe căile aeriene din zona respectivului centru meteorologic, pentru a studia particularitățile meteorologice specifice anumitor tronsoane ale căilor aeriene în diferite perioade ale anului.

Posibilitățile și mijloacele actuale de care dispune meteorologia sînt destul de avansate, însă nu pe deplin satisfăcătoare sub aspectul cantitativ și calitativ.

Din cele expuse în capitolele anterioare s-a putut constata, că meteorologii observă și urmăresc evoluția fenomenelor atmosferice privindu-le de jos, de pe suprafața solului și numai prin mijloace indirecte și parțial, ei pot realiza acest lucru și în altitudine. În vederea elaborării prevederilor de timp sînt folosite diferite hărți meteorologice, diagrame, secțiuni și profiluri, pentru o anumită etapă. Echipajele, în timpul zborului, au posibilități mai ample de a observa și urmări evoluția unor fenomene, fie pe o rută, fie într-o regiune deasupra căreia zboară.

Indicațiile asupra stării timpului pe care le transmit echipajele în timpul zborului, precum și rapoartele scrise sau verbale, pe care le dau la unitățile meteorologice după aterizare, sînt extrem de valoroase, căci oferă posibilitatea de a se controla exactitatea prevederilor elaborate anterior sau de a se stabili cauzele care au contribuit la nerealizarea lor.

Orice comunicare obiectivă și exactă dă posibilitate meteorologului previzionist să amelioreze conținutul prevederilor pentru cursele, care urmează să străbată aceleași rute sau zone de zbor. În acest fel se realizează o colaborare strînsă, eficientă și operativă.

Comunicările făcute de echipaje asupra unor fenomene deosebite constituie un material prețios pentru studiile teoretice cu caracter meteorologic. Studierea givrajului, a turbulenței, a norilor orajoși, a curentului jet se adîncește prin contribuția directă a echipajelor, constituind o altă latură a relațiilor de ajutor reciproc, existente între aviație și meteorologie.

20.1. ASISTENȚA METEOROLOGICĂ

Din cele arătate mai sus, precum și din conținutul capitolelor anterioare, rezultă că navigația aeriană, pentru realizarea misiunilor sale, are nevoie de concursul meteorologiei.

Aceasta se acordă sub denumirea de „asistență meteorologică".

Prin asistența meteorologică se urmărește a se contribui la realizarea următoarelor trei obiective: *securitatea*, *regularitatea* și *economicitatea* sau randamentul superior al navigației aeriene.

În vederea atingerii acestor scopuri, este necesar să se furnizeze personalului din exploatare, piloților, organelor de dirijare și control a circulației aeriene și unor organe ale societății de transporturi aeriene informațiile asupra stării timpului și previziuni pentru ca aceștia să-și poată îndeplini atribuțiile respective.

Este știut că o serie de fenomene meteorologice afectează navigația aeriană, primejduind securitatea aeronavelor. Declanșarea unora din aceste fenomene este foarte rapidă și de aceea prevederea lor și informarea asupra existenței lor în timp util permite luarea unor măsuri și evitarea unor eventuale accidente.

O informare meteorologică corectă contribuie la regularitatea curselor și la evitarea întîrzierilor sau ratărilor de curse, care provoacă deseori daune financiare importante.

O informare incorectă asupra vîntului în altitudine poate duce la calcule de navigație eronate și deci la un consum mai mare de carburanți, mai ales dacă nu se alege nivelul de zbor cel mai favorabil.

În afară de aceasta, se solicită acum ca prevederea temperaturii pe pista de decolare să fie făcută cu o precizie de $\pm 1°$, deoarece pentru marile aeronave, creșterea de temperatură cu $1°$ incumbă reducerea greutății de încărcătură cu aproape 600 kg.

Prin asistența pe care o acordă sub diferite forme, meteorologia participă direct la protecția și asigurarea navigației aeriene. Meteorologul are obligația să facă unele recomandări, în condiții de timp dificile și periculoase, dar el nu are dreptul și nici calitatea să hotărască asupra efectuării sau suspendării unor zboruri, asupra rutelor și nivelurilor de zbor.

Pentru comandantul de aeronavă, este de un interes vital să cunoască cît mai detaliat timpul și evoluția lui pe ruta de zbor, precum și evoluția lui pe aerodromurile de aterizare și pe cele de rezervă.

Dacă meteorologul previzionist prezintă prevederile pe rută și cele de aerodrom cît mai amănunțit și exact, scoțînd în evidență fenomenele periculoase navigației aeriene, existente sau care se pot declanșa, sarcina lui este îndeplinită cu prisosință.

Pentru aceasta este necesar ca el să cunoască din timp programările și eventualele modificări de program, pentru a se putea pregăti cît mai temeinic.

Comandantul de aeronavă, informat fiind asupra condițiilor de timp, poate trage concluziile necesare și decide — ceea ce este în primul rînd de competența lui — dacă zborul se poate întreprinde sau nu. Asta, deoarece el își cunoaște capacitatea, prevederile regulamentului de navigație, minimele meteorologice admise, calitățile echipamentului de care dispune aeronava, precum și mijloacele tehnice cu care sînt înzestrate aeroporturile de aterizare și de rezervă.

Hotărîrea luată de pilotul comandant de aeronavă poate fi aprobată sau nu de către organele de trafic aerian în funcție de prevederile regulamentului aerian, de normele și de practicile recomandate pe plan național și internațional, a căror aplicație urmărește atingerea celor trei obiective principale : securitatea, regularitatea și eficacitatea zborului.

20.2. ORGANIZAREA METEOROLOGIEI AERONAUTICE

Activitatea aviatică se desfășoară atît între granițele unei țări, cît și în afara acestora, deasupra continentelor și deasupra oceanelor.

Domeniul ei de activitate este foarte vast și foarte variat.

Fenomenele meteorologice care se produc și se dezvoltă în atmosferă au viteze de deplasare mari și se extind uneori pe suprafețe foarte vaste, fiind migratoare. Pentru ele nu există frontiere, nu există limite.

Din aceste motive, s-a ajuns la concluzia că este necesar să se stabilească o cooperare internațională, creîndu-se organe corespunzătoare.

Astfel a fost constituită, în 1944, „Organizația internațională a aviației civile“ (OACI sau ICAO) și „Asociația internațională a transporturilor aeriene“ (IATA), care se ocupă de toate aspectele aviației civile. Membrii contractanți ai acestor organizații sînt obligați să respecte regulamentele, normele și procedurile elaborate pentru navigația aeriană internațională.

În ce privește problema meteorologiei, cooperarea este cu mult mai veche, căci primele conferințe internaționale au fost ținute prin 1853.

Constituirea unui for internațional permanent a avut loc în 1878, cînd a luat ființă „Organizația Meteorologică Internațională“ (OMI), care din anul 1950, a primit denumirea de „Organizația Meteorologică Mondială“ (OMM sau WMO).

Scopurile acestei organizații, care numără peste 120 de state membre, sînt următoarele :

1. Să faciliteze cooperarea mondială în vederea stabilirii rețelelor de stații meteorologice, care să efectueze observații meteorologice simultane și cu un conținut asemănător.

2. Să încurajeze crearea de centre meteorologice cu scopul de a oferi servicii celor interesați.

3. Să încurajeze crearea de instalații și sisteme de telecomunicații, spre a se asigura un schimb cît mai rapid de informații meteorologice.

4. Să încurajeze aplicarea meteorologiei în navigația aeriană și maritimă, în agricultură și în alte activități omenești.

5. Să încurajeze cercetările și studiile pe tărîm meteorologic și să contribuie la coordonarea lor pe plan internațional.

6. Să acorde sprijin și asistență tehnico-științifică statelor în curs de dezvoltare.

Organizația Meteorologică Mondială întreține legături și colaborează cu alte organizații științifice mondiale.

Împreună cu OACI, IATA, IFALPA (Federația internațională a asociațiilor piloților de linii aeriene) și IFATCA (Federația internațională a asociațiilor controlorilor de trafic aerian), OMM urmărește să rezolve probleme de meteorologie aeronautică.

Aceste organizații stabilesc mijloacele, metodele și regulile unice, care sînt folosite la protecția meteorologică a navigației aeriene, de către serviciile meteorologice, pe plan internațional.

Reuniunile mixte ale acestor organizații, la care participă specialiști ai tuturor statelor membre sau contractante s-au dovedit deosebit de utile și fructuoase.

20.3. REȚELELE DE STAȚII METEOROLOGICE

Potrivit regulamentelor și recomandărilor elaborate de O.M.M., precum și datorită spiritului de înțelegere și cooperare internațională, s-a ajuns ca pe plan mondial să se creeze o rețea de stații meteorologice, avînd la bază rețeaua națională a fiecărui stat.

Profilul unităților care alcătuiesc rețeaua meteorologică este de mai multe feluri, după natura și tipul observaților și măsurătorilor pe care le efectuează.

Iată cîteva din categoriile de rețele de stații meteorologice :

1. Rețeaua sinoptică — care efectuează observațiile necesare prevederilor de timp.

2. Rețeaua aerologică — care efectuează radiosondaje și sondaje radio-vînt (Rawin).

3. Rețeaua de stații meteorologice aeronautice.

O caracteristică generală a acestor tipuri de stații este aceea că ele efectuează observațiile și măsurătorile respective simultan, oferind astfel o imagine de ansamblu, pentru un anumit moment, al spațiului tridimensional, precum și posibilitatea de a se face compararea diferitelor elemente meteorologice și analiza lor, în scopul elaborării prevederilor de timp.

S-ar putea crea impresia că aviația are nevoie numai de rețeaua de stații meteorologice aeronautice, deoarece ele activează direct în acest scop. Realitatea însă este că la această acțiune participă efectiv și rețeaua sinoptică și cea aerologică, fiind absolut indispensabile în ansamblul de lucrări necesare pentru deservirea aviației.

20.4. FUNCȚIILE UNITĂȚILOR METEOROLOGICE PENTRU AERONAUTICĂ

Rețeaua meteorologică aeronautică este constituită din stații și centre meteorologice, avînd fiecare sarcinile sale distincte.

Stația meteorologică aeronautică trebuie să funcționeze pe fiecare aerodrom și să fie amplasată în așa fel, încît să furnizeze date reprezentative pentru acel aerodrom. În mod obișnuit, locul de amplasare este capătul pistei de aterizare-decolare. Pe aerodromurile cu trafic mare și cu mai multe piste, sînt construite mai multe amplasamente pentru observațiile meteorologice, putîndu-se astfel efectua măsurători pe pistele solicitate.

Stația meteorologică aeronautică poate să facă parte dintr-o stație sinoptică sau să funcționeze separat. În Republica Socialistă România, ele sînt comune cu stațiile sinoptice.

Stațiile meteorologice aeronautice efectuează observații din oră în oră sau cu o frecvență semiorară, la termene fixe. În plus, ele mai fac și observații speciale, între termenele de observații, atunci cînd au loc schimbări esențiale ale vremii — agravări sau ameliorări, deci cînd condițiile meteorologice s-au modificat de așa manieră, încît pot influența (pozitiv sau negativ) asupra decolării sau aterizării.

În mod obișnuit, observațiile efectuate de stațiile aeronautice se referă la următoarele elemente meteorologice: vînt (direcție și tărie), vizibilitate orizontală, vizibilitate pe pistă, starea timpului, fenomene, caracterul timpului în ultimele 60 minute, felul norilor, cantitatea și plafonul lor, presiunea atmosferică (QFF, QFE și QNH), temperatura aerului și temperatura de rouă.

O altă sarcină care revine stației meteorologice aeronautice este de a difuza cît mai urgent datele observațiilor organelor aeronautice de la aeroport — turn de control (TWR), control de apropiere (APP), centru regional de dirijare și control (ACC) — prin curier, telefon, telex sau telespicher.

În cazul observațiilor speciale, datele asupra ameliorării unor condiții meteorologice se difuzează la un interval de 10 minute de la încetarea fenomenului care a făcut obiectul acestor observații.

De asemenea, stația meteorologică aeronautică trebuie să difuzeze observațiile normale și speciale, centrului meteorologic căruia îi este subordonată.

Funcțiile unui centru meteorologic aeronautic sînt următoarele:

1. Să elaboreze prevederi de timp pe rute sau zone de zbor precum și prevederi de aterizare și de aerodrom.

2. Să furnizeze informații și expuneri verbale (consultații) de natură meteorologică, personalului aeronautic (navigant și din serviciile de dirijare și control) și să-i pună la dispoziție documentația necesară.

3. Să furnizeze informații și prevederi meteorologice centrelor meteorologice secundare și stațiilor meteorologice de aeroport.

4. Să asigure veghea asupra condițiilor meteorologice dintr-o regiune determinată și să elaboreze prevederi speciale de tip „Sigmet".

5. Să colecteze mesaje meteorologice și să facă schimb de date cu alte unități meteorologice, în raport cu ponderea și cu atributele sale.

6. Să întocmească permanent materialul tehnico-documentar (hărți sinoptice de suprafață și de altitudine, diagrame, secțiuni, profiluri și hărți auxiliare) necesare elaborării prevederilor și facerii expunerilor verbale.

7. Să consemneze în registre speciale informațiile de natură meteorologică, transmise de echipajele în zbor.

Pentru realizarea acestor sarcini, privind asistența meteorologică în condiții optime, se impune o legătură cît mai strînsă între meteorologi și cei ce solicită această asistență ; pentru înfăptuirea acestui deziderat este necesar ca birourile centrului meteorologic să fie situate cît mai aproape de cele ale organelor de aviație, pentru a facilita consultațiile prin contact direct și cît mai des.

20.5. REȚELE DE TRANSMISIUNI METEOROLOGICE

Între stațiile meteorologice și centrele meteorologice trebuie să existe o strînsă legătură, pentru a se putea face schimbul de observații și informații în scopuri operative și de deservire.

Observațiile meteorologice trebuie să fie difuzate atît pe plan național, cît și internațional.

Pentru simplificarea și sporirea vitezei schimbului, observațiile se cifrează după un cod internațional și se aranjează în grupe de cîte cinci cifre, într-o anumită ordine.

Aceste mesaje sînt colectate de centrele regionale și centralizate de către centrul național al țării.

Centrul național difuzează mesajele unui centru internațional și acesta le difuzează mai departe celorlalte centre naționale.

Ansamblul acesta de legături pentru schimbul de mesaje meteorologice constituie o *rețea de transmisiuni* (telecomunicații).

Printre mijloacele tehnice folosite în acest scop amintim : telefonul, radiotelefonul, radioul, telegraful, teletipul (telex), radioteletipul (RTT), telefoto (facsimilul).

Pentru meteorologia aeronautică, existînd probleme speciale care reclamă o operativitate maximă, există o rețea proprie de transmisiuni, prin care sînt legate centrele meteorologice aeronautice.

Pentru Europa, Mediterana și Orientul apropiat, funcționează o astfel de rețea de telecomunicații, cu specific meteorologic aeronautic, purtînd denumirea prescurtată de „MOTNE" (Meteorological Operational Telecommunications Network Europe). Ea folosește ca mijloc de transmisie teletipul și radioteletipul, și asigură schimbul de informații între unitățile meteorologice aeronautice de pe aeroporturile internaționale.

Această rețea dispune de trei centre principale (Paris, Viena și Offenbach) care sînt legate fiecare cu centre secundare și acestea, cu centrele meteorologice de pe aeroporturile internaționale. Centrele principale sînt legate între ele.

Prin acest sistem, se realizează schimbul integral de date într-un timp de cel mult 15—20 de minute.

21. MATERIALUL INFORMATIV ŞI DOCUMENTAR UTILIZAT LA DESERVIREA OPERATIVĂ A AVIAŢIEI

În mod curent, pentru a putea acorda o asistenţă corespunzătoare organelor aviaţiei, un centru meteorologic trebuie să dispună de un bogat material tehnico-documentar de specialitate.

În acest scop, el trebuie să întocmească :

a) Hărţi sinoptice de suprafaţă (sol) pentru zona europeană, la scara 1/10 000 000, cel puţin de 4 ori într-un interval de 24 de ore, adică la orele sinoptice principale (00 ; 06 ; 12 şi 18 TMG).

În cazul unor zboruri intercontinentale trebuie întocmite hărţi pentru emisfera nordică sau sudică, în funcţie de rutele de zbor.

Pe aceste hărţi sînt înscrise, în jurul fiecărei localităţi, prin simboluri şi cifre, grupate într-un pătrat cu latura de cel mult 10 mm, toate elementele meteorologice.

După prelucrarea şi analiza unei astfel de hărţi, ies în evidenţă, prin coloraţia diferită, fenomenele existente în anumite zone ; izobarele trasate dau o imagine de ansamblu a cîmpului baric la sol (diversele forme barice ca anticicloni, dorsale anticiclonice, depresiuni, talveguri etc.), a fronturilor atmosferice, a maselor de aer etc. Interpretarea lor justă permite tragerea unor concluzii preţioase asupra evoluţiei timpului şi deci pentru elaborarea de prevederi.

Pentru urmărirea mai în detaliu a evoluţiei timpului pe teritorii restrînse se întocmesc hărţi sinoptice zonale sau naţionale.

b) O hartă auxiliară a hărţii sinoptice a Europei este harta tendinţei barice (variaţia presiunii în ultimele 3 ore) sau hărţile cu variaţia presiunii pe 6, 12 sau 24 de ore. Curbele trasate pe aceste hărţi se numesc izalobare ; ele scot în evidenţă zonele cu variaţii pozitive sau negative ale presiunii barometrice, ajută la trasarea fronturilor, la stabilirea evoluţiei cîmpului baric şi al aspectului timpului în general.

c) Pentru cunoaşterea mai completă a situaţiei atmosferice în spaţiul tridimensional este necesar să se întocmească hărţi sinoptice de altitudine, aşa-numite hărţi de topografie absolută.

Ele se alcătuiesc pe baza datelor obținute din radiosondaje, pentru anumite suprafețe izobarice standard și anume : 850 mb, 700 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb, 250 mb, 200 mb, 100 mb.

Altitudinile mijlocii, corespunzătoare acestor suprafețe izobarice sînt :

850 mb = 1 500 m	300 mb = 9 000 m
700 mb = 3 000 m	250 mb = 10 000 m
500 mb = 5 500 m	200 mb = 11 500 m
400 mb = 7 000 m	100 mb = 16 000 m.

Pe aceste hărți se înscriu, în jurul localității respective : temperatura aerului și temperatura de rouă, direcția și iuțeala vîntului, înălțimea suprafeței izobarice (exprimată în decametri geopotențiali).

Metrul geopotențial (mgp) este definit ca lucrul mecanic necesar a ridica masa de 1 tonă cu 9,8/g metri (sau cu 0,9996 m) la nivelul mării și la latitudinea de 45°, unde „g" este egal cu 9,80632 m/s^2 ; deci 1 mgp = 0,9996 m.

Pe aceste hărți se trasează izohipsele (curbe de egală înălțime) din 40 în 40 m geopotențiali, precum și izotahele (curbe de egală viteză a vîntului) din 10 în 10 m sau din 20 în 20 de noduri.

Se mai pot trasa izotermele (curbele de egală temperatură) din 5 în 5°, precum și liniile de delimitare a zonelor în care diferența între temperatura aerului și temperatura de rouă este inferioară lui 4°.

Aceste hărți dau o imagine de ansamblu asupra denivelărilor suprafețelor izobarice și aspectului lor topografic, distribuției temperaturilor și asupra unui element foarte important pentru navigație, vîntul (direcția și iuțeala lui) la nivelurile respective.

Hărțile de la nivelurile mai înalte 500, 400, 300 și 200 mb pun în evidență existența curentului jet.

e) Pentru protecția zborului la mare înălțime se mai alcătuiește harta vîntului maxim, harta tropopauzei și eventual harta gradientului vertical al vîntului, pe stratul de 300 m, deasupra sau dedesubtul vîntului maxim.

f) Un alt material important pe care trebuie să-l întocmească un centru meteorologic aeronautic sînt diagramele aerologice, executate pe baza datelor obținute tot din radiosondaje. Aceste diagrame, printr-o bună și judicioasă interpretare, pot da indicații asupra echilibrului termodinamic al masei de aer (stabilitate sau instabilitate), nivelului de condensare și de cumulizare, grosimii stratului de nori, plafoanelor inferioare și superioare ale norilor, evidenței sau absenței condițiilor favorabile givrajului, averselor, orajelor și turbulenței.

g) Unele centre meteorologice mai întocmesc și hărți speciale pentru vînt, din datele obținute prin sondajele cu balonul pilot, precum și secțiuni verticale pe unele direcții cardinale, pe baza datelor din radiosondaje și radiovînt.

h) Ca hărți auxiliare se mai pot alcătui următoarele :

1. Hărți cu variația topografiilor absolute pe 12 sau 24 de ore.

2. Hărți cu variația tropopauzei.

3. Hărți ale topografiei relative pe diferite straturi sau între anumite niveluri standard.

4. Harta vîntului termic.

Trebuie precizat că pentru meteorologul previzionist în special, dar și pentru personalul navigant, complexul de hărți enumerate mai sus prezintă importanță și poate oferi o imagine mai edificatoare asupra condițiilor de zbor. Din cauze bine determinate, însă nu toate centrele meteorologice pot întocmi un număr atît de mare de hărți și încă de mai multe ori pe zi.

De asemenea trebuie reținut faptul că pe aeroporturile unde există numai stații meteorologice, acestea nu au posibilitatea să întocmească astfel de materiale. Cel mult, o stație de aeroport ar putea primi de la un centru meteorologic o parte din aceste materiale prin telefoto sau facsimil.

Materialul care trebuie să existe la unitățile meteorologice aeronautice pentru a se putea furniza informațiile necesare diferitelor servicii ale aeronauticii este următorul :

— *Observații regulate,* care poartă denumirea de AERO, și care conțin date asupra situației meteorologice reale la un anumit moment, pe un aerodrom. Aceste observații se efectuează de către stațiile meteorologice aeronautice din oră în oră sau la intervale de jumătate de oră.

— *Observații speciale,* care poartă denumirea de „avertizări". Aceste observații se întocmesc între orele de observații regulate, dacă se produc înrăutățiri sau ameliorări în starea timpului, capabile să influențeze condițiile de zbor. Asemenea observații întocmesc și stațiile sinoptice din zona sau de pe ruta de zbor.

— *Informația specială* „Sigmet", folosită în special pe linie internațională, este în fond o observație specială, asociată cu o prevedere sau numai o prevedere specială, prin care se indică existența unor fenomene deosebite, periculoase pentru navigația aeriană.

— *Prevederi de aerodrom,* cunoscute sub denumirea prescurtată de TAF. Ele sînt prevederi locale, elaborate pentru o perioadă de 9 ore și care se reînnoiesc din 3 în 3 ore.

Atunci cînd este cazul, prevederea TAF se poate amenda.

— *Prevederea de aterizare,* purtînd denumirea prescurtată de TEND sau TREND, este o prevedere scurtă, locală, prin care se arată evoluția probabilă a cîtorva elemente meteorologice pentru zona unui aeroport, pe o perioadă de 2 ore.

Această prevedere se adaugă la sfîrșitul observației AERO și se elaborează în anumite condiții speciale.

— *Prevederi pe rute și prevederi pe zone de zbor.*

Informațiile de la punctele 1 și 2 sînt întocmite de stații, pe cînd cele de la punctele 3, 4, 5 și 6 sînt elaborate de centrul meteorologic aeronautic.

21.1. INFORMĂRI METEOROLOGICE DESTINATE ORGANELOR SERVICIULUI DE CIRCULAȚIE AERIANĂ

a. Pentru turnul de control (TWR) al aeroportului este necesar să se comunice observațiile regulate și speciale, prevederea TAF și TEND de la aeroportul respectiv.

Se înțelege că pentru calajul altimetrului trebuie să i se comunice turnului de control ultimele valori ale presiunii atmosferice: QNH și QFE.

b. Pentru controlul de apropiere (APP) este necesar să se dea aceleași informații ca pentru turnul de control (TWR) și în mod suplimentar Sigmetele din zona de aerodrom (CTR).

Aceste informații îi sînt necesare spre a le putea comunica aeronavelor care pătrund în zona de aerodrom.

c. Informări destinate centrelor regionale de dirijare și control (ACC) și de informare a zborului (FIC).

Pentru îndeplinirea cu succes a sarcinilor care revin acestor organe ale aviației se recomandă să li se furnizeze observațiile regulate (AERO) de la aeroporturile din regiunea de control, observații speciale (Avertizări), Sigmete și prevederi pentru rutele sau zonele din regiunea de control proprie cît și din regiunile de control vecine, sub formă de hărți. Se recomandă de asemenea ca legătura între organul de trafic și centrul meteorologic de pe aerodrom să fie cît mai strînsă, să existe raporturi de colaborare și, ca atare, centrul de control regional și cel de informare a zborului să transmită fără întîrziere centrului meteorologic toate observațiile și informațiile meteorologice comunicate de către avioanele în zbor.

22. MATERIALUL INFORMATIV ȘI DOCUMENTAR PENTRU PILOȚI ȘI NAVIGATORI

Înainte de executarea unui zbor este necesar să se apeleze la concursul organelor meteorologice, care, prin consultația ce o acordă echipajului și organelor de trafic aerian, dau acestora posibilitatea să aprecieze asupra posibilității efectuării zborului și a condițiilor de navigație.

Pentru a putea primi asistență meteorologică, organele de trafic aerian trebuie să anunțe din timp programarea cursei, ruta de zbor și nivelul de croazieră, elemente neapărat necesare meteorologului previzionist în vederea pregătirii materialului corespunzător.

Regulamentul tehnic OMM și PANS-MET (procedurile pentru serviciul meteorologic de navigație aeriană, publicate de OACI), conțin recomandările care trebuie urmate în diferitele etape ale zborului :

1. Pentru zborul transoceanic sau transcontinental, de lungă durată, este necesar să se întocmească prevederi pe un interval de timp mai lung, care să fie comunicate cu cel puțin 24 de ore înainte, pentru ca organele de exploatare să poată întocmi un plan estimativ al zborului. În acest caz se face o expunere verbală asupra situației sinoptice de la suprafață și pînă în altitudine.

2. Pentru zborurile pe distanțe medii sau scurte se elaborează prevederi, care se comunică cu 2—3 ore înainte de decolare și care sînt destinate în special piloților.

În acest caz, pilotul comandant de aeronavă se prezintă la Centrul meteorologic, unde i se face o informare verbală și unde primește de asemenea o documentație de zbor scrisă, constituind dosarul meteorologic de zbor.

22.1. EXPUNEREA VERBALĂ

Informarea verbală, furnizată de meteorolog, mai poartă denumirea de „expunere verbală“ și constă din :

Prezentarea materialului tehnic documentar cel mai recent, constituit din hărți sinoptice de suprafață și de altitudine, diagrame, sec-

țiuni transversale, însoțită de o descriere verbală a situației meteorologice, insistîndu-se asupra aspectelor care prezintă un interes deosebit pentru ruta sau eventual regiunea de zbor pentru care se pregătește pilotul.

După aceea se prezintă evoluția probabilă a situației meteorologice în spațiu și timp, deplasarea fronturilor ca și condițiile grele de zbor, datorate fenomenelor periculoase ca : givraj, oraje, turbulență, curenți jet etc. De asemenea, se dau indicații asupra evoluției vîntului în altitudine, grosimii norilor, înălțimii tropopauzei etc.

Cu ocazia expunerii verbale, meteorologul trebuie să informeze pe pilotul comandant despre mesajele Sigmet primite de pe ruta sau din regiunea de zbor, precum și despre avertizările privind înrăutățirea periculoasă a vremii, a căror valabilitate încă nu a expirat.

De asemenea, pilotului îi vor fi comunicate informațiile utile primite de la avioanele care au străbătut cu puțin timp înainte ruta respectivă.

Expunerea se termină cu o prezentare a prevederilor de aerodrom (TAF) pentru aeroporturile de escală și cele de rezervă, însoțită și de prezentarea situației actuale pe aceste aeroporturi (AERO).

Expunerea verbală va fi completată, la cererea pilotului, cu explicații suplimentare.

Acest fel de informare se poate face și la distanță, folosindu-se telefonul, interfonul sau televizorul.

Se recomandă ca expunerile verbale să fie înregistrate pe bandă de magnetofon, constituind astfel un act justificativ și un mijloc de autocontrol asupra modului cum a fost făcută informarea.

Expunerea verbală trebuie să fie cît mai clară, mai precisă și corespunzătoare tipului de avion și nivelului de zbor.

22.2. DOSARUL DE ZBOR

Documentația de zbor este alcătuită dintr-un ansamblu de materiale informative scrise, care se înmînează pilotului, copilotului sau navigatorului. Această documentație mai este cunoscută și sub denumirea de „Dosarul meteorologic de zbor".

Documentele cuprinse în dosarul de zbor (tabele, buletine, secțiuni, hărți), conțin în text clar, prescurtat, cifric sau simbolic, informările asupra condițiilor meteorologice de-a lungul rutei de zbor sau din regiunea peste care se va efectua zborul, pentru un anumit interval de timp.

Documentația trebuie să conțină informările necesare pentru tot traseul de la aeroportul de decolare pînă la cel de destinație, indiferent dacă avionul va face sau nu, escale pe parcurs.

În plus, la fiecare aerodrom unde se face o escală, echipajul va primi o documentație, valabilă de la punctul respectiv pînă la capătul rutei.

În dosarul de zbor trebuie să existe următoarele piese:

22.2.1. **Tabelul cu prevederile de aerodrom (TAF).** Pentru uzul internațional, el se completează în text clar, în limba engleză sau cu abreviațiunile uzuale întocmite de OACI.

În cazul în care centrul meteorologic al aeroportului de decolare nu a primit TAF-ul de la un aeroport de pe rută și este solicitat de pilot ca acesta să fie înscris în tabel, el este autorizat să elaboreze un TAF provizoriu pentru acel aerodrom, cu mențiunea cine l-a întocmit.

Tabelul (planșa XXXIV) cuprinde indicații probabile asupra vîntului, vibizilității, fenomenelor, nebulozității, plafonului și felului norilor, precum și eventuale indicații speciale, suplimentare.

22.2.2. **Tabelul cu vîntul și temperatura probabile în altitudine.** După cum indică și titlul, acest tabel conține vîntul probabil (direcția și viteza), precum și temperatura probabilă, la nivelurile standard (850 mb, 700 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb și 200 mb) pe tronsoane din rută. Se poate indica și tropopauza și vîntul maxim.

Trebuie să se specifice sistemul folosit pentru exprimarea altitudinii (metric, picioare sau presiune mb).

Valorile înscrise în tabel sînt cifrice (planșa XXXV).

22.2.3. **Secțiunea verticală pe rută.** Este un formular pe care sînt marcate dinainte nivelurile standard de presiune.

Pe el se înscriu pe orizontală, localitățile pe rută. În dreptul fiecărei localități se indică grafic, pe verticală, vîntul și temperatura, potrivit nivelului izobaric. Se mai indică și înălțimea tropopauzei și vîntul maxim.

După înscrierea temperaturilor, se trasează curbele izotermelor de 0° și de 10°.

Se trasează curba tropopauzei, precum și izotahele (curbele de egală valoare ale iuțelii vîntului) din 10 în 10 m.

Se obține astfel a imagine sinoptică și destul de sugestivă asupra elementelor înscrise, pentru respectiva rută de zbor.

OMM și OACI recomandă întocmirea unui astfel de document, care se folosește și în țara noastră, fiind apreciat ca util și capabil ca într-o anumită măsură, să înlocuiască complexul de hărți de altitudine (planșa XXXVI).

22.2.4. **Hărțile probabile pentru suprafețele izobarice standard.** Acestea sînt hărți de altitudine și, pentru întocmirea lor, se iau ca bază hărțile de topografie absolută.

Se recomandă să se facă astfel de hărți pentru suprafețele standard de 700 mb, 500 mb, 300 mb și 200 mb sau cel puțin pentru două niveluri apropiate, care să încadreze nivelul mijlociu de zbor al avionului.

Ele se întocmesc pentru o oră fixă, care trebuie să fie indicată pe antet, alături de perioada pentru care este valabilă harta probabilă.

Pe hartă sînt trasate, prin linii pline, izohipsele, a căror altitudine este înscrisă la extremitățile acestora, exprimată în metri geopotențiali sau picioare (feet) geopotențiali. După cum s-a mai precizat, vîntul ca direcție este tangent cu izohipsa, deci izohipsele, în afară de faptul, că arată la ce înălțime se află suprafața izobarică respectivă, indică și

direcția vîntului la această altitudine. Direcția în care suflă vîntul se stabilește după centri barici, știind că în emisfera nordică, direcția vîntului în cicloni (depresiuni) este inversă sensului acelor ceasornicului, iar în anticicloni, mișcarea se face în același sens cu cea a acelor ceasornicului.

Pentru emisfera sudică, sensul de mișcare al vîntului în cicloni și anticicloni este invers celui din emisfera nordică.

Centrii barici, rezultați din trasarea izohipselor, se marchează, potrivit practicii internaționale prin literele H (anticiclonii) și L (ciclonii) pe orice hartă cu specific aeronautic.

Pe harta probabilă, prin linii întrerupte, sînt trasate izotahele, care indică vitezele vîntului. Pe fiecare izotahă se înscrie valoarea respectivă. Izotahele sînt numerotate din 10 în 10 m sau din 20 în 20 de noduri.

Un indiciu pentru estimarea zonelor sau tronsoanelor unde vîntul prezintă viteze mai mari sau mai mici, îl constituie și izohipsele ; asta, deoarece în zonele în care izohipsele au o convergență mai mare (sînt mai dese, mai apropiate), vîntul are viteze mari, iar acolo unde izohipsele sînt divergente (mai rare, mai distanțate) viteza vîntului este mai redusă

În cazul în care direcția vîntului diferă în mod sensibil de direcția izohipselor, acest lucru se marchează cu ajutorul unor săgeți, care arată direcția vîntului, viteza exprimîndu-se simbolic prin liniuțe și triunghiuri, înscrise pe săgeată (o liniuță mică reprezintă 2,5 m/s sau 5 noduri ; o liniuță mare reprezintă 5 m/s sau 10 noduri ; un triunghi reprezintă 25 m/s sau 50 de noduri).

Unele centre meteorologice obișnuiesc să noteze, după sistemul simbolic susmenționat, direcția și viteza vîntului, amplasîndu-le din loc în loc pe toată harta și facilitînd astfel interpretarea.

Pentru a indica zonele cu vînt maxim, peste 30 m/s, se folosește ca simbol o săgeată dublă.

Temperatura este indicată în grade întregi Celsius, închise într-un cerc și amplasate din loc în loc.

Pentru cursele lungi și fără escală, aceste hărți sînt foarte necesare.

Pentru cursele scurte și medii, nu este obligatoriu să se întocmească astfel de hărți probabile de altitudine. Cel mult se poate întocmi și înmîna echipajului o hartă cu situația existentă la ora cînd s-au efectuat radiosondajele (planșele XXXVII și XXXVIII).

22.2.5. **Harta probabilă a tropopauzei și a vîntului maxim.** Ca hartă suplimentară de altitudine se mai poate întocmi, pentru cursele lungi, *harta probabilă a tropopauzei și a vîntului maxim*.

Pe această hartă sînt trasate, prin linii pline și continue, curbele de egală înălțime a tropopauzei, a căror valoare este indicată la extremități. Înălțimea poate fi exprimată în metri, picioare sau milibari-presiune.

Curbele sînt trasate din 500 în 500 m sau echivalentul în picioare, sau din 50 în 50 mb.

Centrii de tropopauză joasă (polară) se notează cu litera L, iar cei de tropopauză înaltă (tropicală) cu litera H.

Din loc în loc este notată temperatura medie a tropopauzei prin grade întregi Celsius, valoare care este înscrisă într-un mic dreptunghi.

În ce privește vîntul maxim, corespunzător curentului jet, acesta este marcat prin două linii paralele avînd spațiul dintre ele hașurat, simbol care reprezintă axa jetului. De-a lungul axei, pe tronsoane, sînt notate : înălțimea, direcția și viteza curentului-jet (9 700 : 270/60 adică înălțimea 9 700 m, direcția 270° și viteza 60 m/s) (planșa XXXIX).

22.2.6. **Harta probabilă de suprafață.** Din dosarul de zbor trebuie să facă parte și această hartă, care indică situația probabilă de la sol.

Pe ea sînt trasate, prin linii continue, izobarele, a căror valoare în milibari se notează la extremități.

Centrii barici sînt notați ca și în celelalte hărți cu literele H respectiv L, lîngă care se înscrie și valoarea presiunii centrului respectiv.

Printr-o săgeată și cifre, se indică direcția și viteza de deplasare a centrului baric.

Pe această hartă sînt înscrise și fronturile prin simbolurile respective : linie roșie sau o linie cu semicercuri pentru frontul cald, o linie albastră sau o linie cu mici triunghiuri pentru frontul rece, o linie violetă (mov) sau o linie cu triunghiuri și semicercuri de aceeași parte, pentru frontul oclus, o linie albastră dublată de una roșie, sau o linie pe care sînt trasate de o parte triunghiuri și de cealaltă parte semicercuri, pentru frontul staționar.

Prin săgeți și cifre amplasate pe fronturi se exprimă direcția și viteza de deplasare a acestora (planșa XL).

22.2.7. **Harta probabilă a timpului semnificativ** este una dintre cele mai importante și indispensabile piese ale dosarului de zbor.

Prin timp semnificativ, trebuie înțelese fenomene periculoase navigației aeriene și anume :

1. Oraje
2. Furtuni tropicale turbionare
3. Linie de vijelii puternice
4. Grindină
5. Turbulență moderată
6. Turbulență puternică
7. Givraj moderat al aeronavei
8. Givraj puternic al aeronavei
9. Unde orografice (de munte) importante
10. Furtună de praf sau de nisip, de mare extindere
11. Ploaie care îngheață (depune polei).

Simbolurile respective se găsesc pe coperta documentației de zbor (planșa XLI).

Pe o hartă a timpului semnificativ se pot remarca :

1. Zonele (regiunile) cu fenomene semnificative delimitate printr-o linie continuă cu zimți distanțați, orientați spre interior.

Unele centre fac această delimitare a zonei, mai ales în apropierea fronturilor, printr-o linie buclată.

Fenomenele sînt evidențiate prin simboluri sau prin abreviațiuni adoptate pe plan internațional, înălțimile între care vor avea loc aceste fenomene fiind indicate prin fracții (numărătorul arată nivelul superior, iar numitorul nivelul inferior).

Aceste înălțimi se exprimă în decametri sau în echivalentul în sute de picioare (ex. $\frac{550}{320}$ = turbulență moderată și givraj moderat între 3 200 și 5 500 m).

2. Pe aceste hărți mai pot fi reprezentați norii caracteristici, dacă nebulozitatea este egală cu 4/8 (patru optimi) sau superioară, exceptînd cazul norilor *Cumulonimbus*, a căror indicare nu este condiționată de valoarea nebulozității.

Notarea norilor se face cu ajutorul abreviațiunilor arătate în paragraful 3.7.2.

Abreviațiunea de nori este precedată de una sau două cifre separate printr-o liniuță cu care se exprimă limitele nebulozității. Fracția care este înscrisă după abreviațiunea de nori reprezintă înălțimile bazei superioare și a celei inferioare (ex. 5—8 *Ns As* $\frac{600}{070}$ = Nebulozitatea 5 la 8 optimi, nori *Nimbostratus* și *Altostratus* cu plafonul superior 6 000 m și plafonul inferior 700 m).

3. Pe harta timpului semnificativ, trebuie indicată și turbulența în aerul clar (CAT), dacă este cazul.

Delimitarea zonei se face printr-o linie cu întreruperi scurte și rare.

4. Este obligatoriu să se traseze pe aceste hărți fronturile atmosferice (după același sistem ca pe harta probabilă de suprafață) și centrii de înaltă și joasă presiune.

5. Înălțimea izotermei de 0° se poate indica printr-o linie întreruptă, pe care se scrie înălțimea în decametri sau în sute de picioare.

Un alt sistem folosit în acest scop este următorul: într-un dreptunghi se înscrie simbolul 0°, urmat de cifrele care exprimă înălțimea lui zero grade.

6. În cazul cînd dosarul de zbor nu cuprinde hărți de altitudine, care să dea o imagine a curentului jet, este admis să se indice aceasta pe harta semnificativă, trasînd o săgeată dublă care arată direcția jetului. Altitudinea și viteza lui se indică după același sistem ca pe harta probabilă a tropopauzei.

7. Foarte multe centre meteorologice înscriu pe această hartă nu numai fenomenele semnificative propriu-zise, ci și alte fenomene meteorologice ca: averse de orice fel, ploaie, burniță, ceață, viscol etc., care, prin natura lor, pot influența zborul și mai ales aterizările (planșa XLII).

22.2.8. **Prevederea de zbor.** Printre materialele informative scrise, care urmează să se înmîneze echipajului înaintea zborului, mai există un model recomandat de OMM și OACI intitulat „Prevederea condițiilor pe rută“ sau „Prevedere de zbor“ (XLIII).

Acest formular nu este, în general, utilizat de centrele meteorologice aeronautice pentru cursele externe. El este folosit mai mult pentru cursele interne, în unele state sub forma lui inițială, în altele sub forme modificate.

În formularul recomandat de OMM și OACI, sînt cuprinse următoarele rubrici :

a) Caracteristica situației meteorologice ;

b) Vîntul și temperatura la diferite altitudini ;

c) Norii, pătura inferioară și superioară, cu indicarea nebulozității, felului norilor și limitelor bazei inferioare și superioare ;

d) Vizibilitatea la sol ;

e) Fenomene semnificative ;

f) Înălțimea izotermei de 0° ;

g) Înălțimea tropopauzei și temperatura ei ;

h) Direcția și viteza curentului jet ;

i) Presiunea cea mai scăzută la nivelul mării ;

j) Observații.

Acest formular se prezintă ca un tabel, cu mai multe casete verticale, putînd împărți ruta în mai multe tronsoane, în cazul în care se prevede că vor fi condiții diferite.

Întocmirea unui dosar de zbor cu toate piesele amintite în acest capitol este destul de dificil și costisitor, prin faptul că necesită personal de specialitate în număr mare și o serie de mijloace tehnice pentru executarea și multiplicarea lui în timp util.

Din aceste motive, dosarele de zbor sînt în general, în cele mai multe țări, mai restrînse, conținînd numai unele din documentele recomandate.

Dintre aceste documente nu poate însă lipsi tabelul cu prevederile de aerodrom și harta probabilă a fenomenelor semnificative.

22.3. DOCUMENTAȚIA DE ZBOR ÎN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Pentru cursele externe, centrele meteorologice București-Băneasa și Constanța-Kogălniceanu, amplasate pe aeroporturi internaționale, alcătuiesc dosare de zbor (planșa XLI), conform cu procedura recomandată de OMM și OACI.

Aceste dosare se compun din :

1. Tabelul cu prevederile de aerodrom (TAF) (planșa XXXIV).

2. Harta probabilă a timpului semnificativ (planșa XLII).

3. Secțiune verticală pe rută, privind vîntul, temperatura, vîntul maxim și tropopauza (planșa XXXVI).

4. Tabelul cu vîntul și temperatura probabilă, la diferite niveluri standard (planșa XXXV).

Pentru cursele interne unitățile meteorologice folosesc un buletin de zbor propriu, același dacă este emis de un centru sau de o stație meteorologică (planșa XLIII).

Buletinul meteorologic de zbor, aflat în uz, conține trei părți distincte :

a) În partea superioară el conține date asupra situației actuale de la unele stații meteorologice de pe ruta sau zona de zbor.

În partea dreaptă, sînt trecute date referitoare la vîntul în altitudine, de la unele stații de pe rută, date rezultate din sondajul de vînt (pilot).

b) În partea de mijloc se înscrie prevedera timpului pe ruta de zbor sau pe tronsoane, privind fenomenele, vizibilitatea, norii cu nebulozitate și plafoane, vîntul la sol și vîntul în altitudine.

c) În partea inferioară a buletinului, există un spațiu rezervat pentru „prevederea timpului pentru aterizare". Propriu-zis, acest spațiu este destinat prevederilor de aerodrom (TAF).

Mai există un spațiu în care se poate nota înălțimea izotermei de 0° și — 10°, precum și eventualele fenomene periculoase pentru navigația aeriană.

Pe contrapagină este prevăzut un spațiu pentru înscrierea timpului real, observat pe traseu de către pilot și pentru eventuale observații speciale ale acestuia.

Mai există un spațiu pentru reprezentarea grafică a prevederii timpului pe rută.

23. ABREVIAȚIUNI, MESAJE ȘI CODURI, FOLOSITE ÎN METEOROLOGIA AERONAUTICĂ

23.1. ABREVIAȚIUNI

Abreviațiunile meteorologice sînt prescurtări ale unor cuvinte, de cele mai multe ori de origine anglo-saxonă, folosite în relațiile de serviciu, fie verbal, fie în scris. Ele sînt folosite pe plan internațional, fiind întocmite de OACI și parțial de OMM.

Vom enumera o parte din aceste abreviațiuni, printre care sînt introduse și unele ce aparțin aviației :

ABT — împrejurimi
ACC — centru regional de control și dirijare
ALT — altitudine
AMD — amendat (modificat)
APP — control de apropiere
ASC — ascendență, urcare
ASS — asociat cu
ATC — controlul de trafic aerian
ATS — Serviciul de trafic aerian
ABV — deasupra — peste
BASE — baza norilor (plafon inferior)
BKN — cu spărturi, cu găuri, întrerupt
BLO — sub nori
BLDU — praf purtat de vînt
BLSA — nisip purtat de vînt
BLSN — viscol (ninsoare și vînt tare)
BTL — între straturi
BTN — între
CAT — turbulența în aer clar (cer senin)
CAVOK — timp fără oraj și fără precipitații
CDO — plafon în scădere
CLD — nori
CNS — continuu

COT — pe litoral
COTRA — trenă de condensare persistentă
CTA — regiune de control
CTR — zonă de aerodrom
CUF — cumuliform
CUP — plafon în creștere
CEILING — plafon inferior
DEG — grade
DES — descendență, coborîre
DZ — burniță
DP — punct de rouă (temperatură de rouă)
DRZL — burniță
DUST — furtună de praf
EUM — european — mediteranian
EXP — se prevede — probabil
EXTD — se extinde
FAIR — frumos (fără fenomene meteorologice)
FBL — slab (ușor)
FCST — prevedere
FIC — Centru de informare a zborului
FIR — Regiunea de informare a zborurilor
FL — nivel de zbor
FNT — front
FOG — ceață
FRQ — frecvent
FZR — ploaie care îngheață, formînd polei
FT — picior (unitate de măsură)
GMT — timp mijlociu Greenwich
gpm — metru geopotențial
Gpf — picior geopotențial
GRD sau
GRADU — în mod progresiv, gradat
H — anticiclon (maxim barometric)
HA sau
HAIL — grindină
HRA — ploaie puternică
HRASH — aversă puternică de ploaie
HSN — ninsoare puternică
HSNSH — aversă puternică de ninsoare
HTS — oraj puternic
HUR — uragan
IAO — în afara norilor
IATA — Asociația internațională a transporturilor aeriene
ICAO — Organizația internațională a aviației civile
ICE — givraj
IFR — zborul după instrumente (zbor instrumental)
INC — în nori
INS — inches (unitate de măsură)

INTER — intermitent
INTST — în intensificare
IZOL — izolat
JTS sau
JTSTR — curent jet
KM — kilometri
KMH — kilometri pe oră
KT — noduri
L — ciclon (depresiune)
LAN — în interiorul uscatului
LOC — local
LSQ — linie de vijelie
LYR sau
LYRD — în straturi
LVL — nivel
MAR — pe mare
MAX — maximum (viteza maximă a vîntului)
Mb — milibar
Mms — milimetri
MMO — Oficiu (centru) meteorologic principal
MOD — moderat, potrivit
MONW — unde orografice (de munte)
MOTNE — Sistemul operațional meteorologic de telecomunicații în rețeaua europeană pentru aviația internațională
MOV — se deplasează
MS — minus
MTW — unde de munte
NAT — Atlanticul de nord
NC — fără schimbare (modificare)
NM — milă marină
NOSIG — nu sînt schimbări importante (expresie folosită în prevederile de aterizare)
OBS — observat
OCNL — ocazional
OKTA — optime (referitor la nebulozitate)
OTP — deasupra norilor (la vîrf)
PANS — proceduri pentru serviciile de navigație aeriană
PROB — probabil
PS — plus
RA — ploaie
RAPID — rapid
RTT — radioteletip
RVR — vizibilitatea pe pistă
SAND — furtună de nisip
SCT — împrăștiat, risipit
SEV — puternic, violent
SHWR — aversă
SIGGLD — nori semnificativi

SIGMET	— informaţie în limbaj prescurtat pentru a semnala unele fenomene meteorologice
SKC	— cer senin
SLW	— încet
SMK	— fum
SN	— ninsoare
STF	— stratiform
STNR	— staționar
SQL	— vijelie
TAF	— prevedere pentru aerodrom, în formă prescurtată
TCU	— *Cumulus congestus*
TDO	— tornado
TEMPO	— temporar
TEND sau TREND	— prevedere de aterizare, pentru aerodrom, valabilă pe o perioadă de 2 ore
TMG	— timp mijlociu Greenwich
TOP	— vîrful norilor
TS	— oraj
TURB	— turbulență
TSHA	— oraj cu grindină
TWR	— control de aerodrom
TYPH	— taifun
UT	— timp universal
VAL	— pe văi, în vale
VER	— vertical
VFR	— zbor la vedere
VIS	— vizibilitate
VDO	— vizibilitatea în scădere
VOLMET	— informații meteorologice pentru avioanele în zbor
VRBL	— variabil
VUP	— vizibilitatea în creștere
WKN	— în slăbire
WND	— vînt

23.2. MESAJE METEOROLOGICE AERONAUTICE

Pentru efectuarea schimbului de informații meteorologice de natură aeronautică se folosesc mai multe maniere :

1. sub formă de cod cifrat ;
2. în cod Q ;
3. în limbaj clar sau prescurtat ;
4. sub formă simbolică.

Dintre mesajele existente, vor fi prezentate cele mai uzuale și frecvente, ca :

1. AERO
2. TAF
3. TEND
4. SIGMET

23.2.1. **AERO.** Mesajul de observații meteorologice curente pentru aviație, efectuate orar sau semiorar, are ca prefix, abreviațiunea „AERO“ și se prezintă sub următoarea formă simbolică :

AERO GGgg IIiii Nddff VVwwW $8N_sCh_sh_s$ $OTTT_dT_d$

QNK + indicații suplimentare în text clar sau cod Q și plus TEND

Semnificația simbolurilor este următoarea :

GG — ora observației după TMG
gg — minutele
II — indicativul țării sau al regiunii geografice
iii — indicativul numeric al stației

N — nebulozitatea totală exprimată în optimi
dd — direcția vîntului, de unde suflă, exprimată în decagrade
ff — iuțeala vîntului exprimată în m/s sau Kt (noduri)

VV — vizibilitatea orizontală la suprafață (sol)
ww — starea timpului (fenomene) în momentul observației
W — caracterul timpului în ultima oră

---

8 — cifră indicatoare pentru grupa norilor
N_s — nebulozitatea norilor specificați prin simbolul C
C — felul (tipul) norilor
h_sh_s — înălțimea bazei inferioare a norilor (plafonul inferior) specificați prin C ; în cazuri speciale h_sh_s reprezintă vizibilitatea verticală.

$\bar{O}$ — cifră indicatoare a grupei de temperatură
TT — temperatura aerului exprimată în grade întregi
T_dT_d — temperatura de rouă exprimată în grade întregi

QNH — presiunea atmosferică, redusă la nivelul mediu al mării, pentru temperatura standard aviatică. Se exprimă în mb întregi, printr-un număr din 4 cifre. Nu se adaugă expresia QNH. Unele stații, în loc să transmită QNH, transmit QFE, care este presiunea atmosferică, redusă la nivelul oficial al aerodromului. Ea este exprimată în mm și zecimi și ei trebuie să i se adauge expresia QFE.

Indicațiile suplimentare care se pot introduce la sfîrșitul telegramei (mesajului) pentru a da unele amănunte, se referă la vînt, vizibilitate, plafon, nebulozitate sau chiar la unele fenomene meteorologice, folosind un text clar, prescurtat sau codul Q.

TEND — este așa-numita prevedere de aterizare, o prevedere scurtă valabilă două ore, pentru aerodrom.

N.B. — La sfîrșitul mesajului AERO poate fi introdusă o grupă din 6 (șase) cifre, prin care se dau informații asupra stării pistei.

În cazul transmiterii mesajului AERO prin rețeaua MOTNE, schema lui are unele modificări în partea anterioară, avînd forma: AA YYGGgg iiii Nddff VVwwW $8N_s$ CH_s h_s $OTTT_d$ T_d QNH + indicații suplimentare în text clar sau cod Q, și plus TEND.

Semnificația simbolurilor este :

AA	— indicator pentru mesajul AERO
YY	— data zilei
GG	— ora observației
gg	— minutele
iiii	— indicativul OACI al aeroportului exprimat prin patru litere și care se găsesc în AERAD FLIGHT GUIDE.

Grupele care urmează sînt similare cu cele din forma AERO descrisă mai înainte.

Se atrage atenția asupra faptului că în aceste mesaje, grupa $8N_s$ Ch_s h_s, referitoare la nori, poate să apară de mai multe ori (3—4 ori), iar în cazul cînd cerul este senin, această grupă lipsește.

23.2.2. **Codul Q.** Deși ultimele recomandări prevăd să nu se mai utilizeze codul Q în meteorologie, decît într-o foarte restrînsă măsură, dăm mai jos cîteva simboluri din cele care se mai folosesc încă de serviciile meteorologice :

QBA	— vizibilitatea orizontală la suprafață (sol)
QBB	— nebulozitatea norilor celor mai joși și plafonul lor
QBJ	— nebulozitatea norilor și vîrful norilor
QBT	— vizibilitatea orizontală pe pistă, măsurată de la pragul de aterizare-decolare
QFA	— prevedere meteorologică pentru rută sau zonă
QFE	— presiunea atmosferică redusă la nivelul oficial al aerodromului
QFF	— presiunea atmosferică redusă la nivelul mediu al mării în raport cu temperatura aerului
QFZ	— prevedere meteorologică pentru aerodrom
QNH	— presiunea atmosferică redusă la nivelul mediu al mării, după atmosfera tip OACI
QNT	— viteza maximă a vîntului (se indică valoarea instantanee a rafalei maxime, în decursul celor 10 minute pentru care se determină vîntul mediu)
QMU	— temperatura aerului și temperatura de rouă
QAN	— direcția și viteza vîntului la suprafață (sol) ; atît pentru direcție, cît și pentru viteză se dau valorile medii, pentru 10 minute.

23.2.3. **Prevederea de aterizare tip TEND.** Această prevedere scurtă de aerodrom, valabilă pentru un interval de două ore, se anexează la mesajul AERO, cînd sînt întrunite următoarele condiții :

1. Vizibilitatea indicată în AERO fiind inferioară limitei de 5 km, se prevede că ea va continua să scadă sau să se amelioreze, în următoarele 2 ore.

2. Vizibilitatea indicată în AERO fiind superioară limitei de 5 km, se prevede scăderea ei sub această distanță, în următoarele două ore.

3. Plafonul inferior al norilor fiind sub 500 m, se prevede ca în următoarele 2 ore, să continue să scadă sau să crească.

4. Plafonul inferior al norilor fiind peste 500 m, se prevede ca el să scadă sub 500 m, în următoarele 2 ore.

5. Nebulozitatea norilor avînd plafon egal sau mai mic de 500 m, se prevede ca ea să crească sau să scadă sub 4 optimi.

Schimbările de plafon și de nebulozitate sînt condiționate reciproc, căci dacă nebulozitatea este sub 4 optimi, chiar dacă plafonul este jos, aceasta nu constituie o problemă pentru aterizare sau decolare.

Dacă nu se prevăd schimbări importante și caracteristice pentru unele din elementele meteorologice, atunci, la sfîrșitul telegramei AERO, se adaugă expresia NOSIG, fără a fi precedată de expresia TEND.

Dacă se utilizează indicatorii de evoluție ca: GRADU, RAPID, TEMPO sau INTER, nu trebuie să mai apară expresia TEND.

Spre a putea indica elementele pentru care se face prevederea, se pot folosi expresiile:

a) QBA, QBT, VIS, VDO sau VUP pentru vizibilitate;

b) pentru plafon și nebulozitate: QBB, BASE, CEILING, CDO sau CUP;

c) pentru vizibilitatea verticală: VER, VIS.

În afara indicării acestor elemente, care pot fi incluse în TEND, trebuie să se noteze și valoarea (mărimea) lor, precum și unitatea de măsură corespunzătoare, folosită.

23.2.4. **Informarea asupra stării pistei.** În paragraful 24.2.1. s-a menționat că la sfîrșitul telegramei AERO poate fi inclusă o grupă de 6 cifre, prin care se dau informații asupra pistei.

1. *Primele două cifre din această grupă* indică direcția pistei în decagrade.

Dacă pistele sînt paralele, pentru a indica pe cea din dreapta se adaugă la direcția exprimată în decagrade, 50.

Dacă cele două cifre sînt 99, înseamnă că nu s-a primit un nou raport asupra stării pistei.

2. *Cifra a 3-a din grupă* indică natura și caracterul depunerii pe pistă exprimate în codul de mai jos.

Cifra de cod	*Semnificația*
0	umedă sau are zone cu bălți de apă
1	brumă sau chiciură, care acoperă pista cu un strat sub 1 mm
2	zăpadă uscată (peticită sau parțial curățită)
3	zăpadă uscată (pista acoperită integral)
4	zăpadă muiată sau zloată (petice sau parțial acoperită)
5	zăpadă muiată sau zloată (acoperită integral)
6	gheață (peticită sau parțial acoperită)
7	gheață (acoperită integral)
8	zăpadă compactă sau bătătorită (uniform distribuită)
9	zăpadă șănțuită înghețată

3. *Cifrele 4 și 5 din grupă* reprezintă grosimea stratului.

Ea se exprimă în centimetri sau zecimi, după codul următor:

cifră cod	*semnificație*	*cifră cod*	*semnificație*
00	sub 1 mm	90	9 cm
01	1 mm	91	
02	2 mm	92	10 cm
.		93	15 cm
.			
10	1 cm	94	20 cm
15	1,5 cm	95	23 cm
20	2 cm	96	30 cm
.			
.			
50	5 cm	97	35 cm
.		98	40 cm sau mai mult
.			
60	6 cm	99	pistă neutilizabilă, grosimea depunerii nu s-a măsurat
.			
.			
80	8 cm		

4. *Cifra a 6-a din grupă* indică acțiunea frînelor (de frînare)

cifră cod	*semnificație*
1	slabă/anevoioasă
2	potrivită/slabă
3	medie
4	medie/bună
5	bună

Exemplu: 31 20 25 — pista 310° acoperită cu zăpadă uscată în mod peticit, cu o grosime de 2 mm, acționarea frînelor bună.

23.2.5. **Prevederea de aerodrom — TAF.** Este o prevedere cu caracter local, pentru zona aerodromului și împrejurimi, extinsă pe o rază de 10 km, pentru un interval de 9 ore și care se reînnoiește din 3 în 3 ore.

În stadiul actual, datorită metodelor moderne, precizia acestor prevederi a ajuns la un grad destul de avansat, așa că valorile indicate de ele trebuie să fie considerate ca mijlocia cea mai probabilă a unei game de valori, pe care elementul meteorologic le poate atinge în decursul perioadei la care se referă prevederea.

De asemenea, indicațiile privind apariția unui fenomen sau variația unui element meteorologic, trebuie înțelese ca reprezentînd o valoare mijlocie, și nicidecum ca momente exacte.

Schema prezentată mai jos, este cea folosită pe scară largă în sistemul MOTNE, pentru acest mesaj.

BB II $YYG_1G_1G_2G_2$ iiii Nddff
$VVww/$ $8N_sCh_sh_s$ indicator de variație
$G_3G_3G_4G_4$

Semnificația simbolurilor este :

BB — indicator pentru mesajul TAF

II — indicativ de bloc — al țării sau zonei din care face parte aeroportul

YY — data zilei

G_1G_1 — ora TMG de începere a valabilității prevederii

G_2G_2 — ora TMG de sfîrșit a valabilității prevederii

iiii — indicativul OACI al aerodromului, exprimat prin patru litere.

Simbolurile din celelalte grupe sînt similare și au aceeași semnificație ca cele din mesajul AERO

Simbolul W (timpul pe trecut) neputînd fi întrebuințat într-o prevedere este înlocuit cu / (o bară).

Ca indicatori de variație — evoluție în timp, a fenomenelor sau a elementelor meteorologice, se folosesc următoarele abreviațiuni :

GRADU — caracter progresiv (gradat)

TEMPO — caracter temporar ; variațiile nu vor dura mai mult de o oră

INTER — caracter intermitent ; variațiile vor fi frecvente și la intervale scurte

PROB — variația are un caracter probabil, sub un procentaj de 50%

RAPID — variația se va produce într-un interval mai scurt de 1/2 oră

G_3G_3 — ora TMG de începere a variației sau a evoluției

G_4G_4 — ora TMG de încetare a variației sau a evoluției.

Indicatorii de variație (evoluție) se pot introduce după oricare dintre grupele de bază, pentru a arăta modificările care se prevăd. În aceste cazuri, după indicatorul de evoluție trebuie să apară grupa de 4 cifre $G_3G_3G_4G_4$, care marchează intervalul de timp, și după ea grupa sau grupele, cu modificările prevăzute.

După indicatorul de evoluție PROB, trebuie să apară o grupă din două cifre, care arată procentajul probabilității.

Dacă în prevederea de aerodrom există abreviațiunea AMD înseamnă că prevederea a fost amendată (modificată).

Ca indicatori de variație se pot folosi și cei cifrici : 96 — progresiv ; 97 — temporar ; 98 — intermitent ; 99 — probabil.

23.2.6. **Informarea SIGMET.** Este un mesaj, elaborat de un centru meteorologic, atunci cînd s-a observat sau se prevede declanșarea unui sau unor fenomene semnificative, periculoase pentru navigația aeriană, în regiunea de supraveghere a acelui centru meteorologic. Despre fenomenele semnificative s-a mai amintit în Cap. XXIII, par. 23.2.7 (harta timpului semnificativ).

Sigmetul trebuie să conțină : data, numărul, perioada de valabilitate, fenomenele semnalate, amplasarea, deplasarea și evoluția lor.

Datele cuprinse în telegramă sînt redate sub formă abreviată.

Informările „Sigmet" au prioritate în transmisiunile meteorologice și ele trebuie să fie comunicate centrelor de dirijare precum și echipa-

jelor care survolează regiunea respectivă sau urmează să zboare deasupra ei.

23.2.7. **Indicatorii în litere folosiţi în sistemul MOTNE pentru mesajele meteorologice.**

AA — AERO
BB — TAF (9 ore)
OO — TAF (18—24 de ore)
SS — SIGMET
RR — Prevede pe rută
ZZ — TAF (9 ore) amendat
II — TAF (18—24 de ore) amendat
HH — prevedere de regiune (zonă)
XX — mesaje de serviciu

23.2.8. **Coduri**

Codul pentru N şi N_s (nebulozitate)

cifră cod	*semnificaţie*
0	senin
1	1/8 (o optime acoperire)
2	2/8
3	3/8
4	4/8
5	5/8
6	6/8
7	7/8
8	8/8
9	Norii invizibili sau nu se poate aprecia cantitatea lor, pe orizontală.

Cod pentru dd (direcţia vîntului)

cifră cod	*grade*	*cifră cod*	*grade*
00	calm	21	210
		.	.
01	10	25	250
		.	.
02	20	.	.
.	.	30	300
.	.	.	.
09	90	.	.
		36	360
10	100		
.	.	99	variabil
.	.		
19	190		
20	200		
.	.		
.	.		

Codul ff (viteza vîntului)

Se folosesc cîte două cifre, care exprimă numărul de metri pe secundă sau numărul de noduri.

Țările socialiste europene, cu excepția Jugoslaviei, folosesc sistemul metric; celelalte țări exprimă viteza vîntului în noduri (Kt) = mile marine pe oră.

Cu aproximație, 1 m/s este echivalent cu 2 noduri și 1 nod este aproximativ egal cu 2 km/oră.

Viteza în m/s	*Viteza în noduri*
2,5	5
5,0	10
7,5	15
10,0	20
12,5	25
15,0	30
20,0	40
25,0	50
30,0	60
40,0	80
50,0	100

Codul VV (vizibilitate) și h_s h_s (plafon)

Cifră cod	VV	$h_s h_s$	Cifră cod	VV	$h_s h_s$
00	sub 0,1 km	sub 30 m	60	10 km	3 000 m
01	0,1 km	30 m	61	11 km	3 300 m
02	0,2 km	60 m	:	:	:
03	0,3 km	90 m	69	1,9 km	5 700 m
04	0,4 km	120 m	70	20 km	6 000 m
.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.
10	1 km	300 m	79	29 km	8 700 m
.	.	.	80	30 km	9 000 m
.	.	.			
15	1,5 km	450 m	81	35 km	10 500 m
.	.	.			
.	.	.	82	40 km	12 000 m
20	2 km	600 m			
.	.	.	83	45 km	13 500 m
.	.	.			
29	2,9 km	870 m	84	50 km	15 000 m
30	3 km	900 m	85	55 km	16 500 m
.	.	.			
.	.	.	86	60 km	18 000 m
40	4 km	1 200 m			
.	.	.	87	65 km	19 500 m
.	.	.			
49	4,9 km	1 470 m	88	70 km	21 000 m
50	5 km	1 500 m	89	75 km	21 000 m

Cifră cod	VV	$h_s h_s$	Cifră cod	VV	$h_s h_s$
51 52 53 54 55	Nu se folosește	Nu se folosește	Decada 90—99 nu este folosită în aeronautică, decît foarte rar		
			90	sub 50 m	sub 50 m
			91	50 m	50— 100 m
56	6 km	1 800 m	92	200 m	100— 200 m
57	7 km	2 100 m	93	500 m	200— 300 m
58	8 km	2 400 m	94	1 km	300— 600 m
59	9 km	2 700 m	95	2 km	600—1 000 m
			96	4 km	1 000—1 500 m
			97	10 km	1 500—2 000 m
			98	20 km	2 000—2 500 m
			99	peste 50 km	2 500 m

Codul C — felul norilor

Cifră cod	*semnificație*
0	*Cirrus*
1	*Cirrocumulus*
2	*Cirrostratus*
3	*Altocumulus*
4	*Altostratus*
5	*Nimbostratus*
6	*Stratocumulus*
7	*Stratus*
8	*Cumulus*
9	*Cumulonimbus*

Codul W — timpul pe trecut

Cifră cod	*semnificație*
0	Frumos — nebulozitate sub 4 optimi
1	Variabil — nebulozitatea a fost temporară și peste 4 optimi
2	Acoperit — nebulozitatea a fost peste 4 optimi
3	Furtună de praf (nisip), viscol
4	Ceață
5	Burniță
6	Ploaie
7	Ninsoare sau lapoviță
8	Aversă
9	Oraj

Codul ww — starea timpului în momentul observației (fenomene)

Cifră cod	*semnificație*
00	Nici o dezvoltare a norilor
01	Norii se dizolvă, devin mai puțin denși
02	Starea cerului neschimbată
03	Norii în formare sau în curs de dezvoltare
04	Fum (incendii, industrial sau vulcanic)
05	Pîclă uscată
06	Praf suspendat în aer
07	Praf sau nisip ridicat de vînt, la stație
08	Vîrtej de praf sau de nisip
09	Furtună de praf sau de nisip în depărtare (la distanță)
10	Pîclă umedă (aer cețos)
11	Ceață joasă, în bancuri, care nu depășește înălțimea de 2 m
12	Ceață joasă, compactă, care nu depășește 2 m înălțime
13	Fulgere (fără tunete)
14	Precipitații în cîmpul vizual, care nu ajung la sol
15	Precipitații în cîmpul vizual, care ajung la sol, dar la o distanță de peste 5 km de stație
16	Precipitații în cîmpul vizual, care ating solul, dar la o distanță sub 5 km de stație
17	Oraje — tunete și fulgere — dar fără precipitații
18	Vijelie
19	Trombă — terestră sau marină
20	Burniță
21	Ploaie
22	Ninsoare
23	Lapoviță
24	Burniță sau ploaie, care îngheață, depune polei
25	Aversă de ploaie
26	Aversă de ninsoare sau de lapoviță
27	Aversă de grindină sau ploaie și grindină
28	Ceață
29	Oraj (cu sau fără precipitații).

N.B. Cifrele de cod 20—29 se folosesc pentru a indica fenomenele care au avut loc în ora precedentă, dar nu în momentul observației.

30	Furtună slabă (moderată) de praf sau de nisip — în slăbire
31	Furtună slabă (moderată) de praf sau de nisip — fără schimbare
32	Furtună slabă (moderată) de praf sau de nisip — în intensificare
33	Furtună violentă de praf sau de nisip — în slăbire
34	Furtună violentă de praf sau de nisip — fără schimbare
35	Furtună violentă de praf sau de nisip — în intensificare
36	Zăpadă spulberată (slab sau moderat) sub 2 m înălțime

37	Zăpadă spulberată (puternic) sub 2 m înălțime
38	Zăpadă viscolită (slab sau moderat) peste 2 m înălțime
39	Zăpadă viscolită puternic — peste 2 m înălțime

N.B. În cazul cifrelor de cod 36, 37, 38 și 39 nu ninge ; numai zăpada existentă pe sol este spulberată.

40	Ceață joasă în împrejurimile stației	
41	Ceață în bancuri	
42	Ceață, cer vizibil	a slăbit în ora precedentă
43	Ceață, cer invizibil	
44	Ceață, cer vizibil	fără schimbări în ora precedentă
45	Ceață, cer invizibil	
46	Ceață, cer vizibil	s-a intensificat în ora precedentă
47	Ceață, cer invizibil	
48	Ceață, care depune chiciură, cerul fiind vizibil	
49	Ceață, care depune chiciură, cerul fiind invizibil	

N.B. Noțiunea de cer vizibil sau invizibil trebuie înțeleasă în sensul că pot fi observați sau nu norii existenți sau se vede cerul.

50	Burniță slabă, intermitentă
51	Burniță slabă, continuă
52	Burniță moderată, intermitentă
53	Burniță moderată, continuă
54	Burniță puternică (densă), intermitentă
55	Burniță puternică (densă), continuă
56	Burniță slabă, care îngheață (formează polei)
57	Burniță moderată sau puternică care îngheață (formează polei)
58	Burniță și ploaie slabă
59	Burniță și ploaie, moderată sau puternică

60	Ploaie slabă, intermitentă
61	Ploaie slabă, continuă
62	Ploaie moderată intermitentă
63	Ploaie moderată, continuă
64	Ploaie puternică, intermitentă
65	Ploaie puternică, continuă
66	Ploaie slabă care îngheață (formează polei)
67	Ploaie moderată sau puternică, care îngheață (formează polei)
68	Ploaie sau burniță și ninsoare (lapoviță) slabă
69	Ploaie sau burniță și ninsoare (lapoviță) moderată sau puternică

70	Ninsoare slabă, intermitentă
71	Ninsoare slabă, continuă
72	Ninsoare moderată intermitentă

73	Ninsoare moderată, continuă	
74	Ninsoare puternică, intermitentă	
75	Ninsoare puternică, continuă	
76	Ace de gheață	
77	Zăpadă grăunțoasă	
78	Steluțe de zăpadă, izolate	
79	Granule de gheață	
80	Averse de ploaie, slabă	
81	Aversă de ploaie, moderată sau puternică	
82	Aversă de ploaie, violentă (foarte puternică)	
83	Aversă de lapoviță, slabă	
84	Aversă de lapoviță, moderată sau puternică	
85	Aversă de ninsoare, slabă	
86	Aversă de ninsoare, moderată sau puternică	
87	Aversă de măzăriche slabă, cu sau fără ploaie	
88	Aversă de măzăriche, moderată sau puternică, cu sau fără ploaie	
89	Aversă de grindină, slabă, cu sau fără ploaie	
90	Aversă de grindină, moderată sau puternică, cu sau fără ploaie	
91	Ploaie slabă	
92	Ploaie moderată sau puternică	În ora precedentă a fost oraj
93	Ninsoare, lapoviță sau grindină, slabă	
94	Ninsoare, lapoviță sau grindină, moderată sau puternică	
95	Oraj slab moderat cu ploaie, lapoviță sau ninsoare	
96	Oraj slab sau moderat cu grindină sau măzăriche	
97	Oraj puternic, cu ploaie, lapoviță sau ninsoare	
98	Oraj cu furtună de praf sau de nisip	
99	Oraj puternic, cu grindină	

Exemple de mesaje AERO *și* TEND

1/aa bb 270650

ESSA — 81815 35102 88702 01209 1025 TEND VIS 5 000 m base 500 ft

AERO — *ziua 27 ora 06 50*

Stokholm — neb. 8/8 ; vînt 180° cu 15 noduri ; vizib. 3 500 m, aer cețos, pe trecut acoperit ; 8/8 nori *Stratus* cu plafon 60 m ; temp. 12°, temp. de rouă 9° ; QNH 1025 mb ; TEND (în următoarele 2 ore), vizib. 5 000 m și plafonul 500 de picioare (150 m).

2/ aa bb 270650

EKCH — 91012 03434 89/02 01010 1026

Rwy 09 RVR 450 m VUP 1 000 m CUP 400 ft.

AERO *din ziua de 27 ora 06 50*

Copenhaga — Cer invizibil; vînt 100° cu 12 noduri; vizibil. 300 m; ceață cu cer invizibil; pe trecut ceață; nebulozitatea nu se poate determina și norii nu se văd; vizibil. verticală 60 m; temp. 10°; temp. de rouă 10°; QNH 1026 mb; pe pistă 090°, vizibilitate 450 m; în următoarele două ore vizib. în creștere pînă la 1 000 m; plafonul în creștere la 400 de picioare.

3/ aa KK 30 09 20

LRBS — 02712 65020 01912 1020 QNT 18

AERO — *ziua 30 ora 09 20*

Băneasa — Senin; vînt 270° cu 12 m/s; vizib. 15 km; temp. 19°, temp. rouă 12°; QNH 1020 mb. Rafala maximă 18 m/s.

Exemple de mesaje TAF *(prevederi de aerodrom)*

1. bb dd 10 06 15

LFPO 43208 6002/ 84612 GRADU 08/10 55215 7002/ 85830 INTER 6080/ 85820

TAF din ziua de 10 valabil între orele 06,00 și 15,00 TMG

Orly — nebulozitatea 4 optimi; vînt 320° cu 8 noduri; vizibilitatea 10 km; 4 optimi Stratocumuli — plafon 360 m gradu între 08,00 și 10,00 — nebulozitatea 5 optimi, vînt 320° cu 15 Kt, vizibilitatea 20 km, 5 optimi *Cu*, plafon 900 m intermitent aversă de ploaie, vizib. 10 km; 5 optimi *Cu*, plafon 600 m.

2. BB hh 10 05 15

LOWW 60405 2510/ 83650 84360 GRADU 0912 41209 6003/ 83833 84360 TEMPO 1215 PROB 30% 4095/ 84925

TAF din ziua de 10 valabil de la 06 la 15 TMG

Viena: neb. 6 optimi; vînt 040° cu 5 Kt, viz. 2500 m, aer cețos, 3 optimi. Sc plafon 1 500 m; 4 optimi *Ac*. plafon 3 000 m; gradu între 09 și 12^h neb. 4 optimi; vînt 120° cu 9 Kt; vizibil. 10 Km; 5 optimi *Cu*, plafon 990 m și 4 optimi *Ac*, plafon 3 000 m; temporar între 12 și 15 cu probabilitate de 30% vizib. 4 km/oraj cu ploaie; 4 optimi *Cb*, plafon 750 m.

N.B. Grupele de cîte două litere dd din primul mesaj și hh din cel de al doilea mesaj, reprezintă indicativul de bloc OACI al țării sau regiunii.

Exemple de mesaje SIGMET

1. SS LL *101345*

LIRF SIGMET 5 Valid 1330 — 1730

MOD loc Sev Turb Obs LIRF fir btn fl 200 and fl 450 ne. ts fost ROMA fir mov e wkn.

Ziua 10 ora 13.45. Roma Sigmet Nr. 5. Valabil de la ora 13,30 pînă la 17,30 — Moderat și local, puternică turbulență s-a observat

în regiunea de informare a Romei, între nivelurile de zbor 20 000 și 45 000 de picioare, fără schimbare — se prevăd oraje în zona de informare a Romei. Se deplasează spre est, în diminuare.

2. SS KK 12 08 10

LRBS SIGMET N1 valid 0800 — 2 000.

isol ts obs. în w parts fir LRBS top Cb 8 000 m în S parts of Karpaten risk of monv with sev turb btn 4 000—7 000 m.

Ziua 12 ora 08 și 10. Băneasa Sigmet Nr. 1. Valabil între orele 08,00 și 20,00. Oraje izolate s-au observat în partea de vest a regiunii de informare a Bănesei. Vîrfurile *Cumulonimbilor* la 8 000 m ; în partea sudică a Carpaților risc de unde de munte cu turbulență puternică între 4 000 și 7 000 m.

24. RECOMANDĂRI PENTRU ECHIPAJELE AVIOANELOR ȘI PENTRU ORGANELE DE AEROPORT

Pentru ca unitățile meteorologice să poată realiza cu succes sarcinile ce le revin pe linie de asistență a navigației aeriene, este necesară o colaborare cît mai strînsă cu beneficiarii acestei asistențe ca și relații de ajutorare cu caracter reciproc.

În acest sens, recapitulăm unele indicații care privesc direct personalul navigant și cel de trafic aerian care sînt deja cunoscute de cei interesați, din regulamentele și instrucțiunile existente și care au mai fost amintite în capitolele anterioare.

Așa spre exemplu, organele aeronautice trebuie să informeze pe cele meteorologice asupra deschiderii de noi rute de zbor, asupra modificărilor în exploatarea rutelor existente, orarelor de zbor al curselor regulate și asupra eventualelor modificări (întîrziere, avansare sau anulare) ale acestor curse.

Pentru cursele suplimentare și speciale, se impune informarea din timp cu indicarea datei și orei de decolare, tipului avionului și nivelului de croazieră, spre a se putea pregăti materialul meteorologic corespunzător.

De asemenea, comunicările de natură meteorologică făcute de avioanele în zbor sau de la aeroporturile interne sau externe, prin mijloacele de telecomunicații ale aviației, să fie transmise cît mai urgent unităților meteorologice de pe aeroport.

Echipajele, în timpul zborului, trebuie să efectueze observații meteorologice, să le transmită organelor de dirijare și control, mai ales atunci cînd se constată fenomene meteorologice periculoase zborului; aceste informații urmează să fie difuzate centrelor meteorologice și avioanelor în zbor, în regiunea de control respectivă.

Înainte de decolare, echipajul trebuie să se prezinte la unitatea meteorologică aeronautică, pentru a primi expunerea verbală și dosarul de zbor.

După efectuarea zborului, el trebuie să se prezinte la unitatea meteorologică aeronautică pentru a preda documentația primită de la

celelalte unități meteorologice, cu adnotările și constatările făcute pe traseu, care trebuie consemnate în scris. Ca urmare șeful unității meteorologice analizează cazurile relatate și propunerile făcute, ceea ce contribuie la îmbunătățirea muncii operative.

Cazurile deosebite privind condițiile meteorologice de zbor, semnalate de echipaje, urmează a fi studiate de organele meteorologice și puse în concordanță cu situația sinoptică și aerologică.

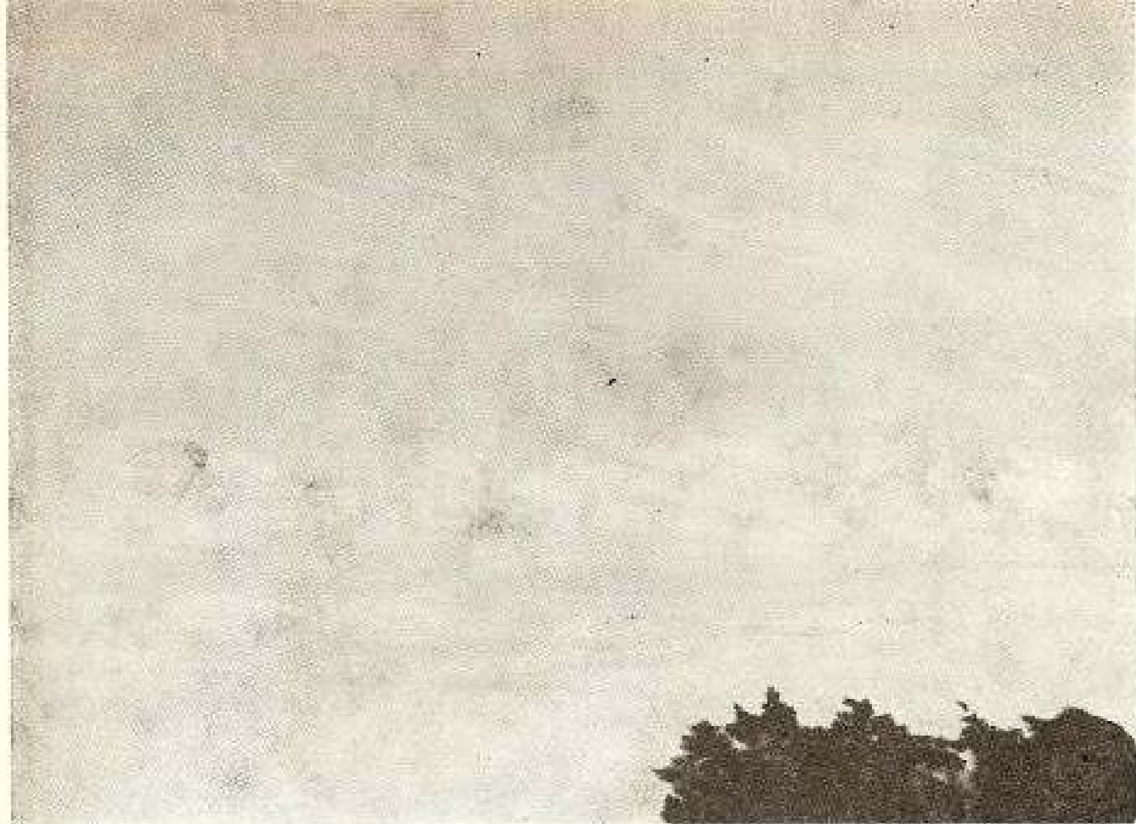
Se înțelege că prezentarea documentației și a observațiilor făcute pe traseu sub formă scrisă, trebuie să fie însoțită de informări detaliate verbale, pe care meteorologul de serviciu le notează într-un registru special.

Se amintește, că organele de trafic aerian ACC, APP, TWR etc. au obligația să se prezinte, înainte de intrarea în serviciu, la sediul unităților meteorologice, pentru a li se face o expunere de ansamblu asupra situației meteorologice și asupra evoluției ei în decursul următoarelor 10—12 ore.

Se precizează de asemenea, că, pe timpul lucrului operativ, organele de trafic aerian trebuie să primească la locurile lor de muncă toate informările meteorologice specificate în prezenta lucrare la punctele 21.1 a, b și c.

BIBLIOGRAFIE

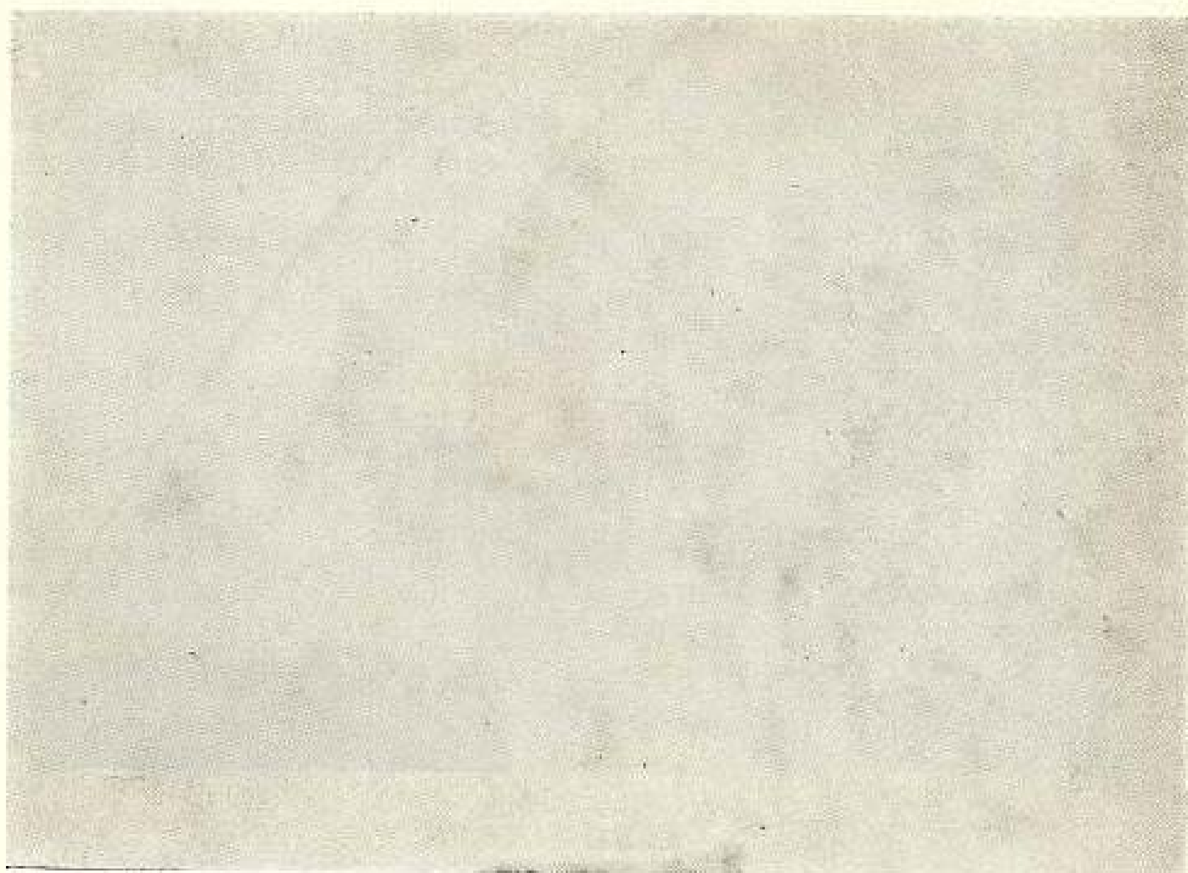
1. Organisation météorologique mondiale (World Meteorological Organization):
   a) Réglement technique, vol. II „Asistance météorologique à la navigation aérienne internationale", OMM, No. 49, B.D. 3, Genève, 1966
   b) Messages Météorologiques, vol. B — Codes — OMM, No. 9, TP. 4, Genève, 1964
   c) Guide pour la préparation des cartes et des diagrammes de météorologie synoptique, OMM, No. 151, TP. 71, Genève, 1964
   d) Technical Note No. 3, „Meteorological aspects of aircraft icing"
   e) Technical Note No. 18 „Aviation aspects of mountain waves", W.M.O. No. 68.TP.26, 1958
   f) Technical Note No. 34 „The airflow over mountains", W.M.O., No. 98. TP. 43, 1960
   g) Atlas International de Nuages, 1956.
2. Organisation de l'aviation civile internationale
   a) Procédure pour les Service de Navigation Aérienne — Météorologie (Doc. 7605 — Met/526/4), Quatrième édition, 1966
   b) Normes et pratiques recommendées internationales — Météorologie, Annexe, 3, Sixième édition, 1965.
3. **A. Viaut** — La Météorologie du Navigant, Paris, 1949.
4. **I. G. Pcelco** — Aviationnaia Meteorologhia, Leningrad, 1963.
5. **L. T. Matveev, P. I. Smirnov** — Bazele Meteorologiei Aeronautice, București, 1959 (traducere).
6. Météorologie Nationale — Les Nuages, Paris, 1959.
7. **W. Eichenberger** — Météorologie. Cours pour pilotes, navigateurs agents techniques d'exploitation, Zürich, 1960.
8. **C. E. Wallington** — Meteorology for Glider Pilots, London, 1961.
9. **M. Herovanu** — Introducere în Fizica Atmosferei, București, 1957.
10. **S. Pettersen** — Weather analysis and forecasting, New York, 1956.
11. **R. Scherhag** — Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin, 1948.
12. U. S. Standard Atmosphere, Washington, D.C., 1962.



I, Cirrus uncinus.



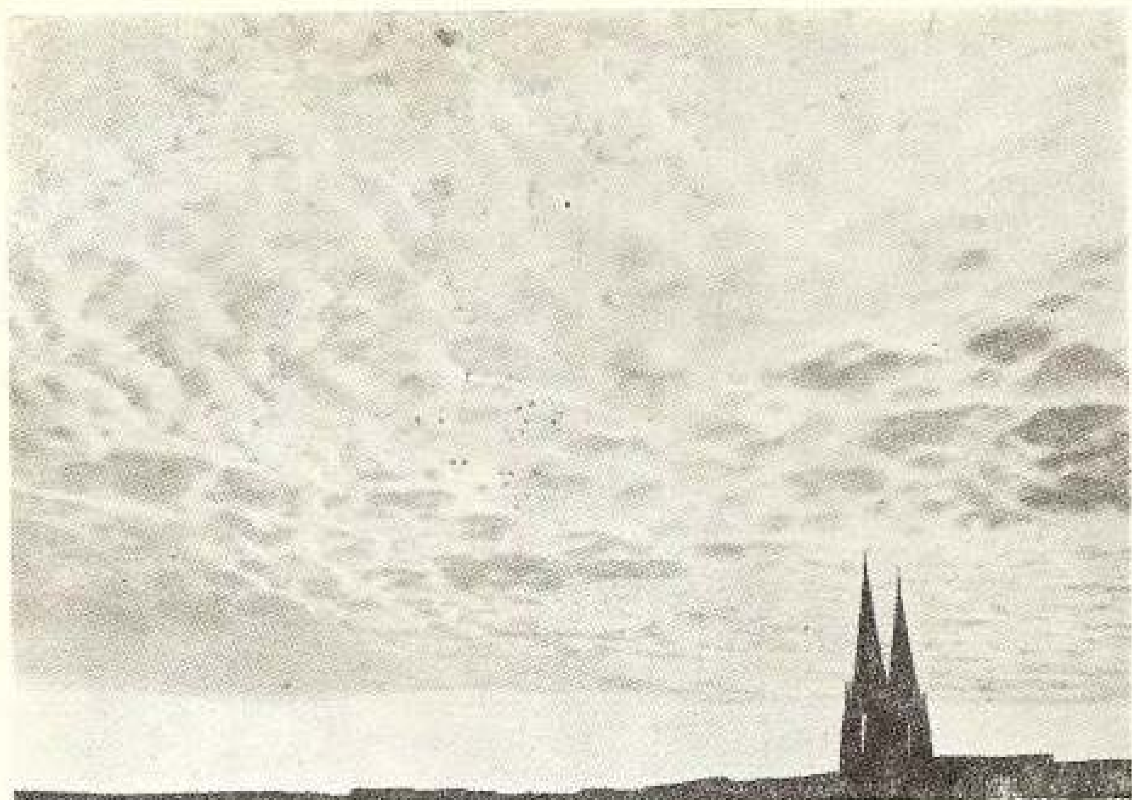
II, Cirrus spissatus.



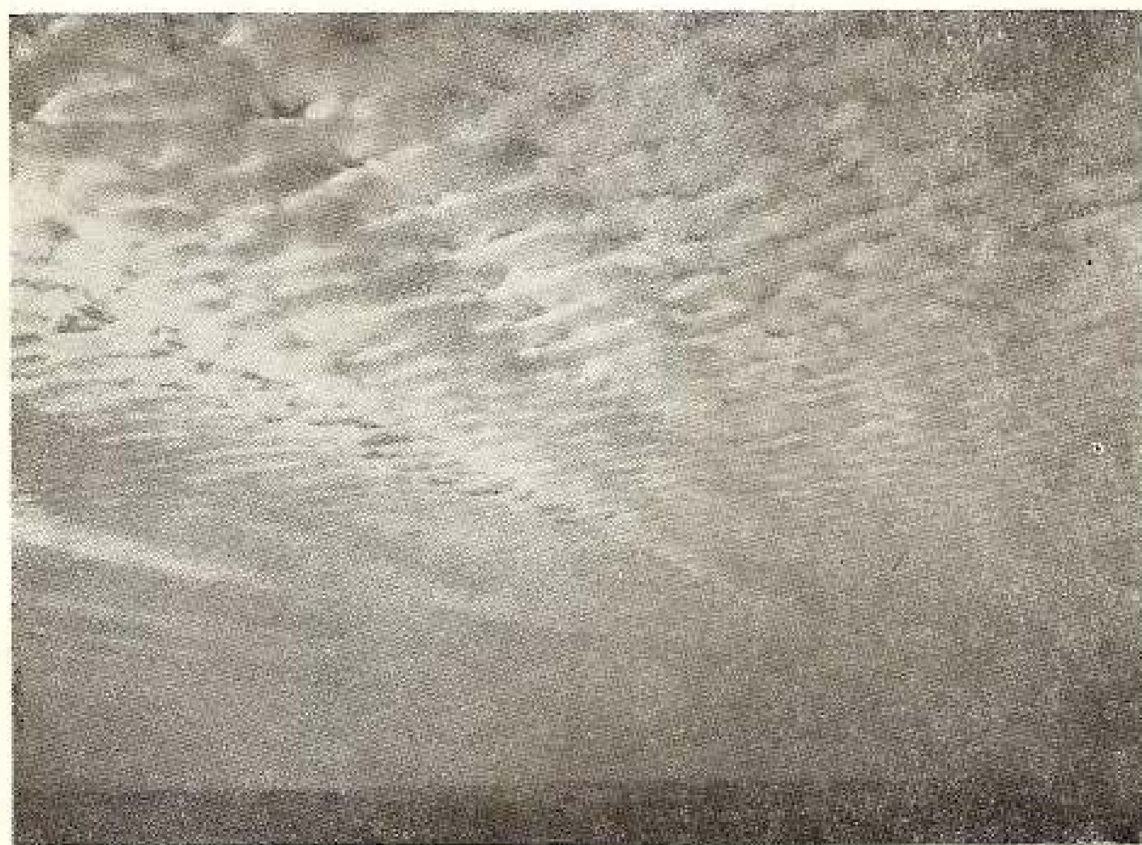
III. Cirrocumulus.



IV. Cirrostratus.



V. Altocumulus la un singur nivel.



VI. Altocumulus ondulati radiatus.



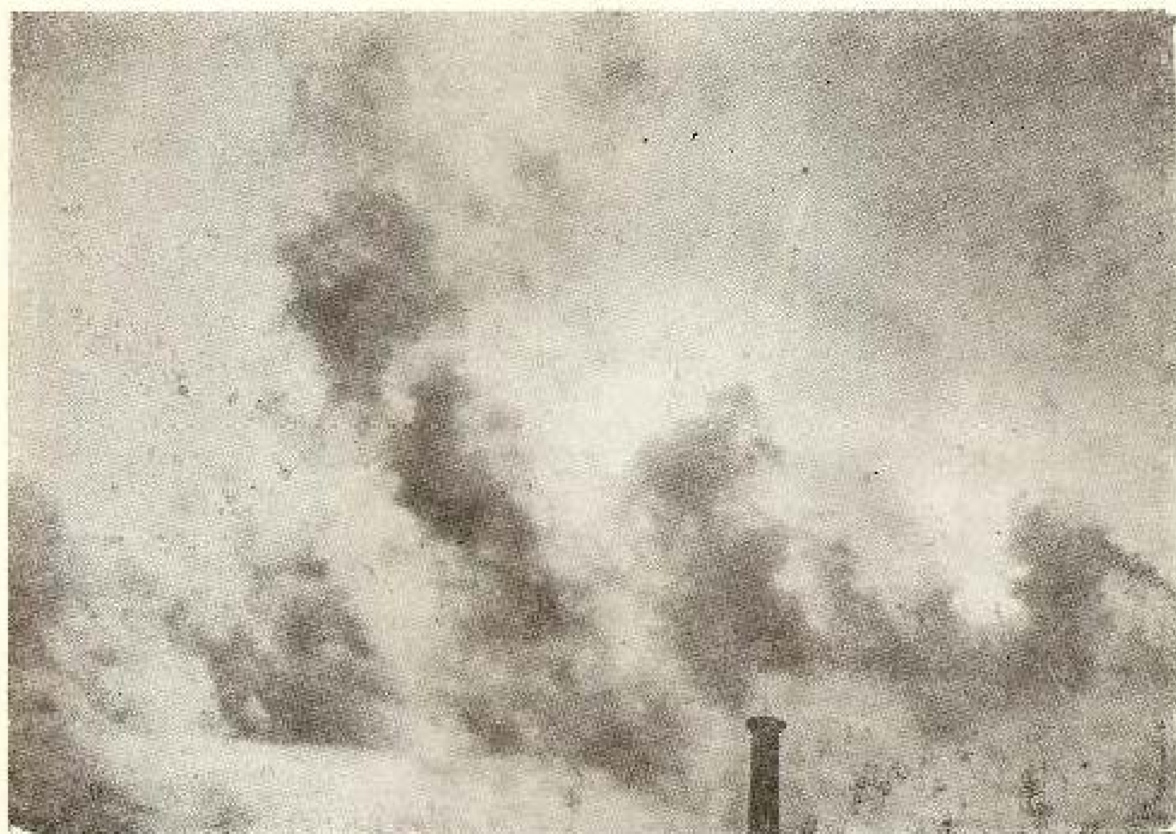
VII. Altocumulus castellanus.



VIII. Altocumulus floccus.



IX. Altostratus translucidus.



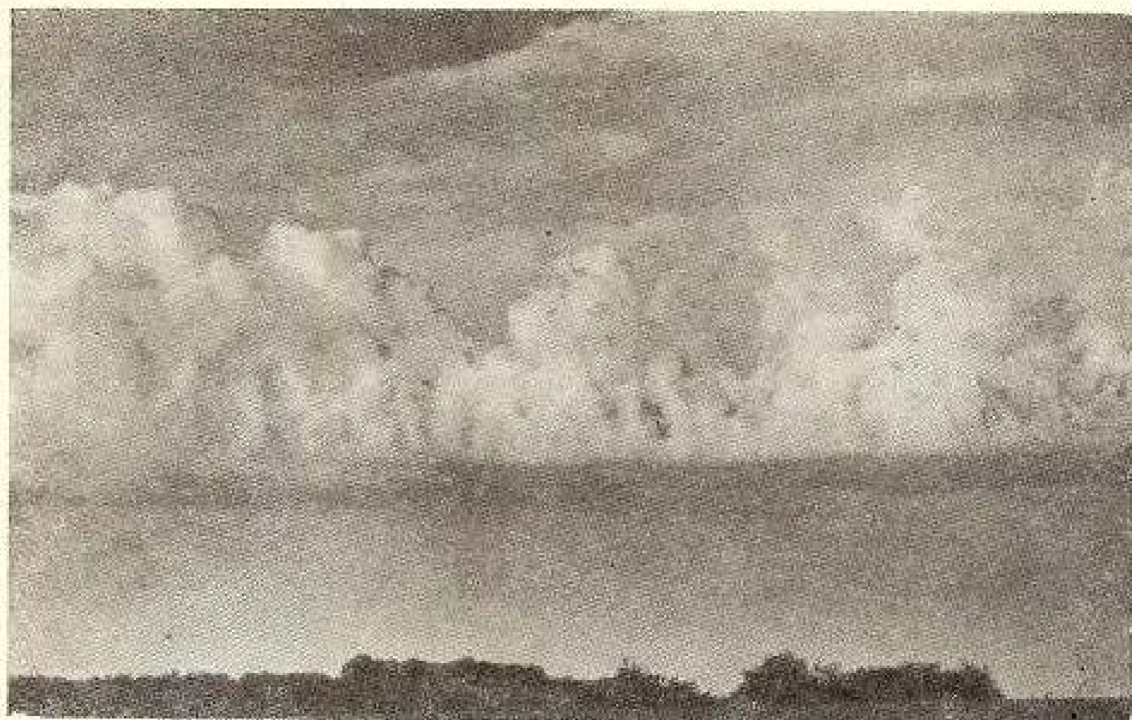
X. Fractostratus sub un Altostratus.



XI. Nimbostratus.



XII. Stratocumulus translucidus.



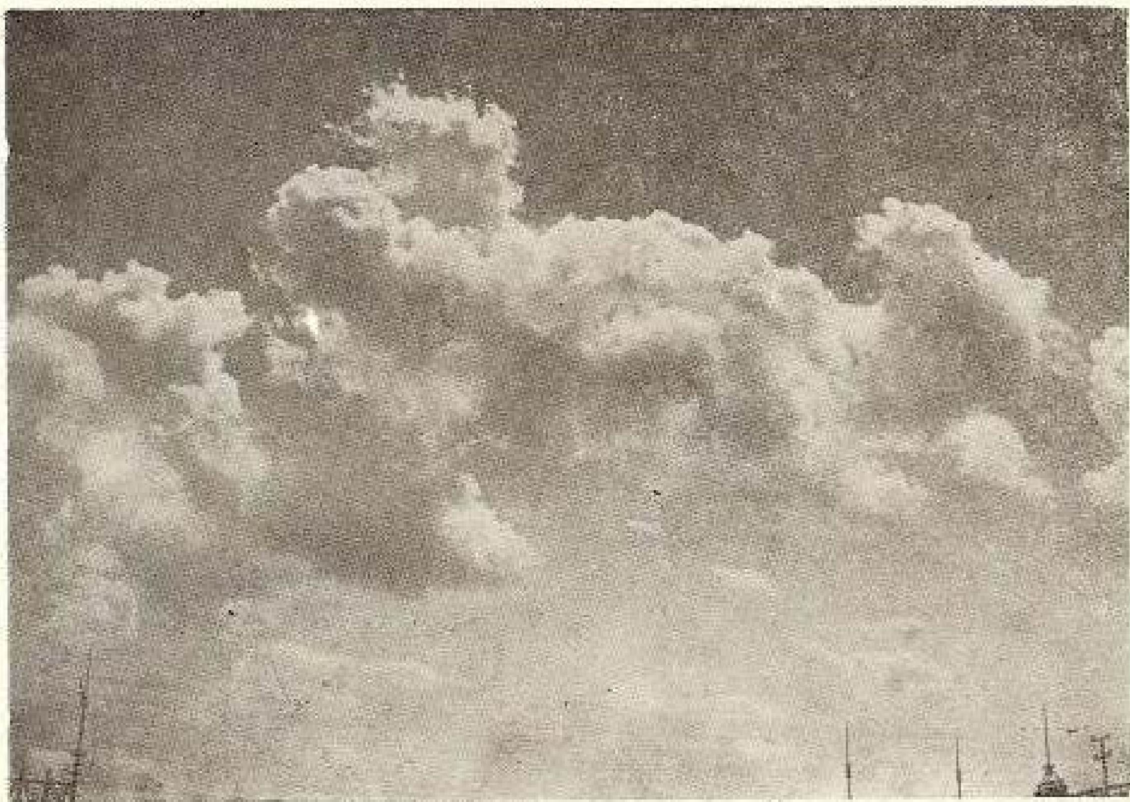
XIII. Stratocumulus castellanus.



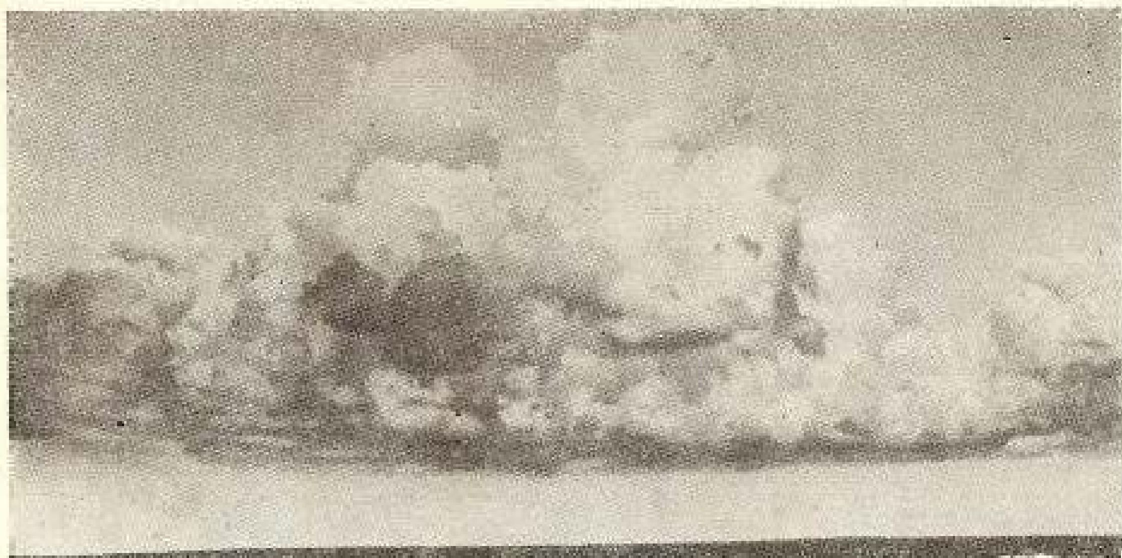
XIV. Stratus.



XV. Cumulus humilis.



XVI. Fractocumulus.



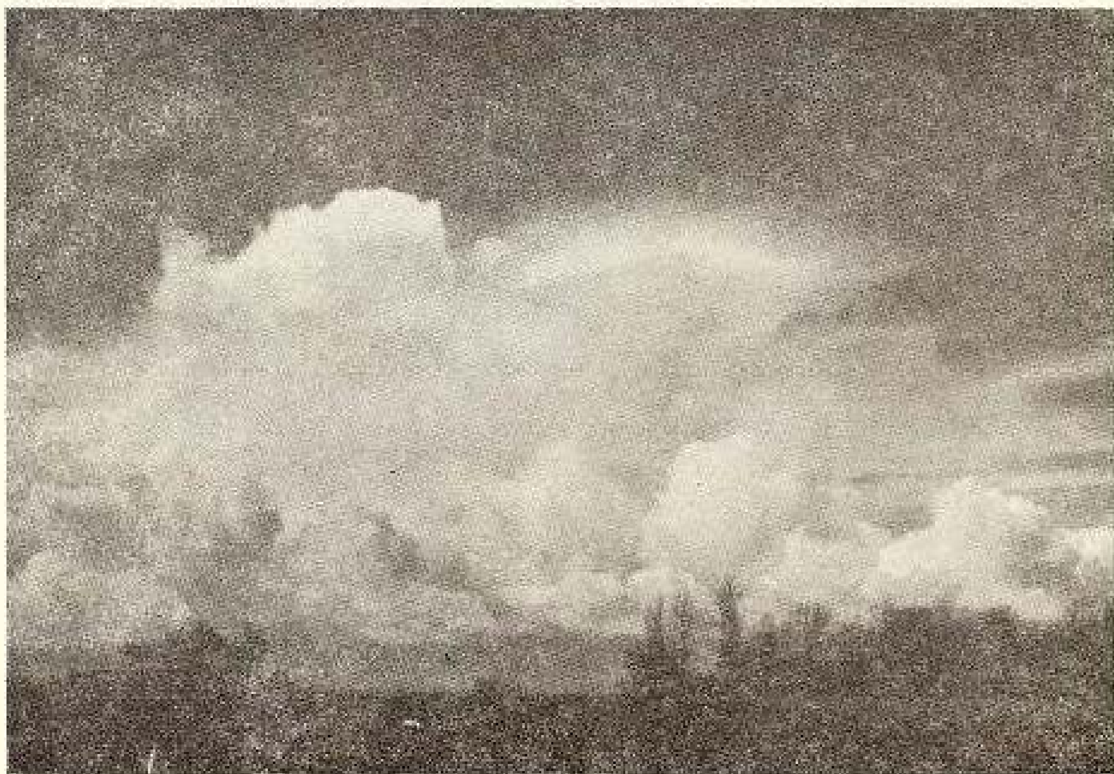
XVII. Cumulus congestus.



XVIII. Cumulus congestus (în turnuri).



XIX. *Cumulonimbus calvus.*



XX. *Cumulonimbus capillatus.*



XXI. Cumulonimbus incus.



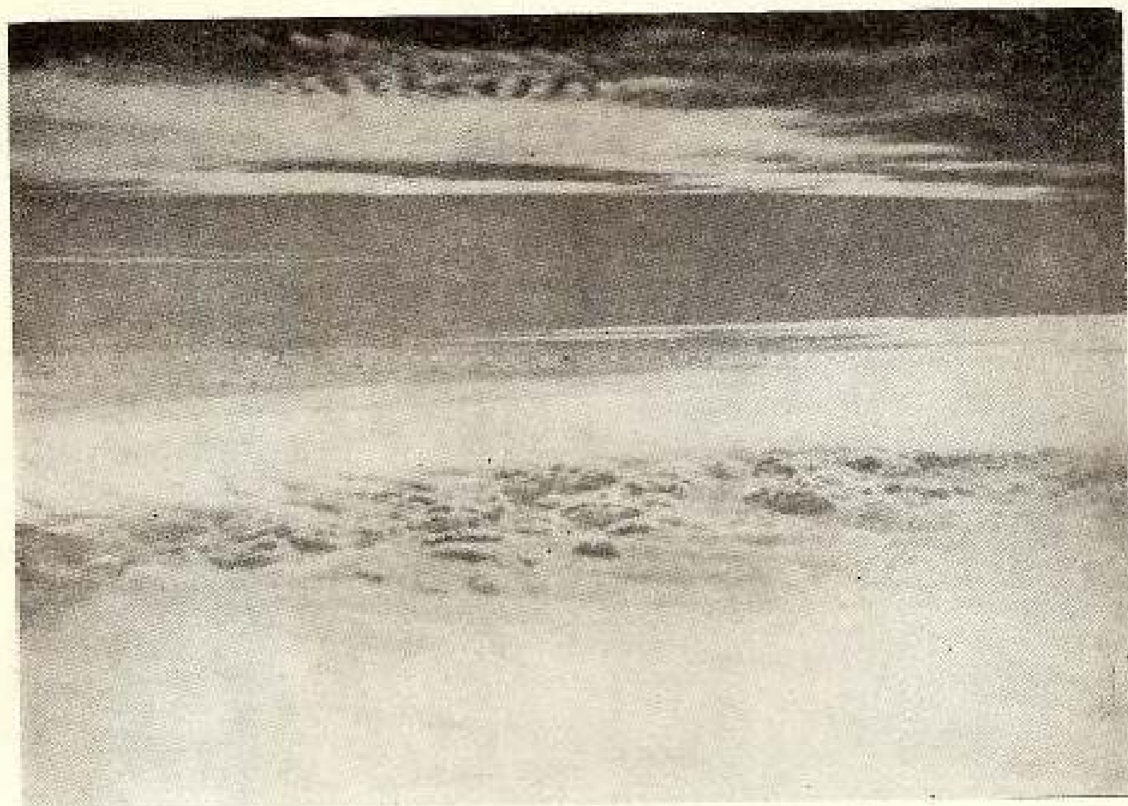
XXII. Cumulonimbus mamma.



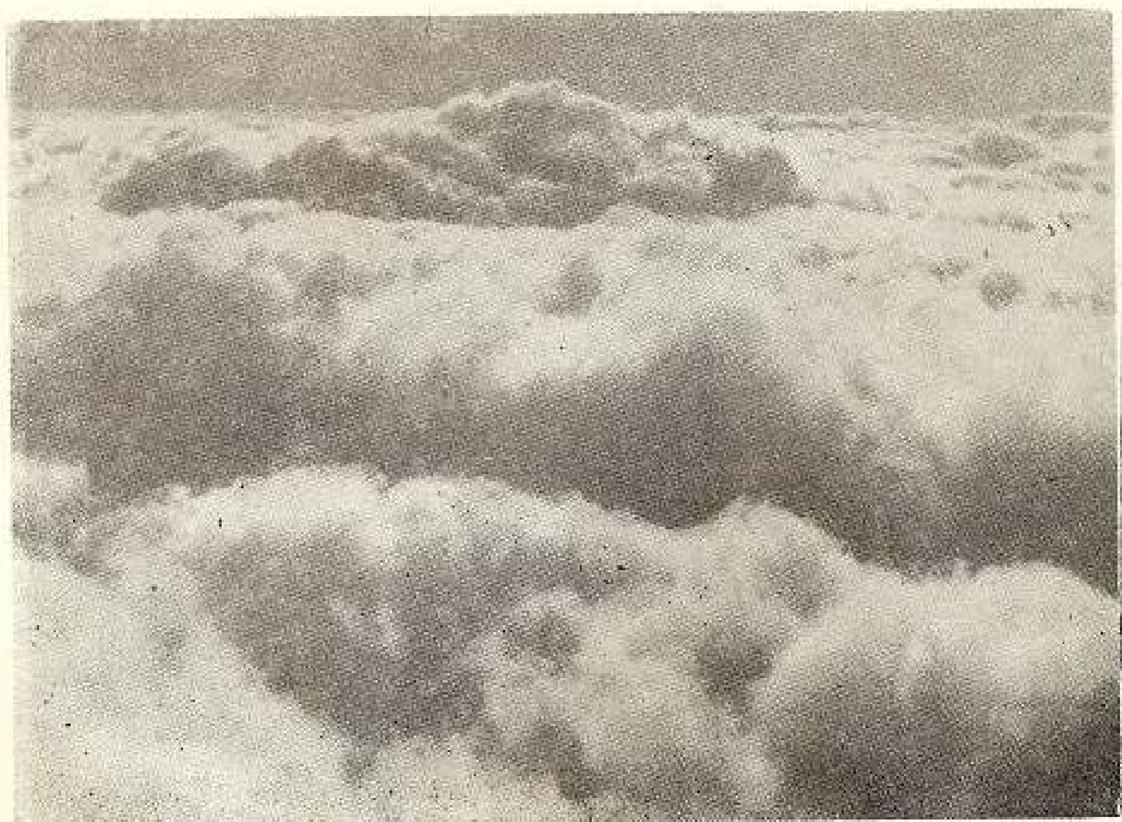
XXIII. Cumulonimbus arcus.



XXIV. Nori în pătură orizontală.



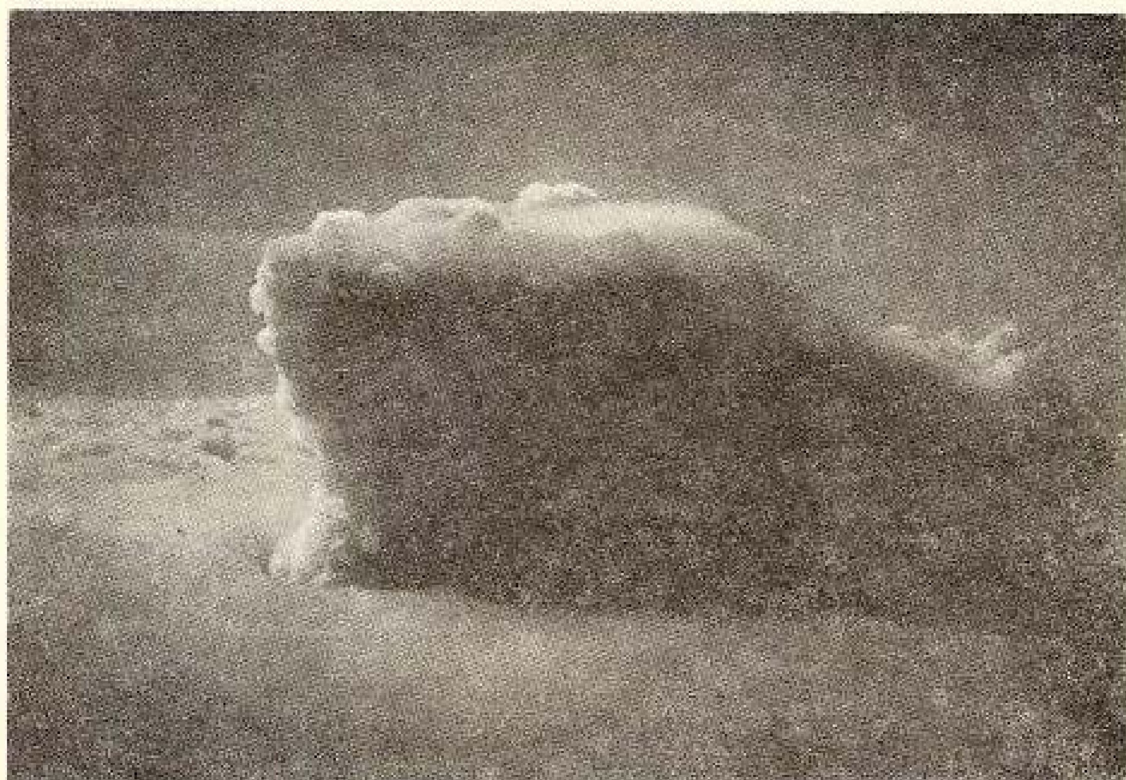
XXV. Nori în pătură orizontală și cu văluri fine.



XXVI. Nori în pătură orizontală ondulată și turbulentă.



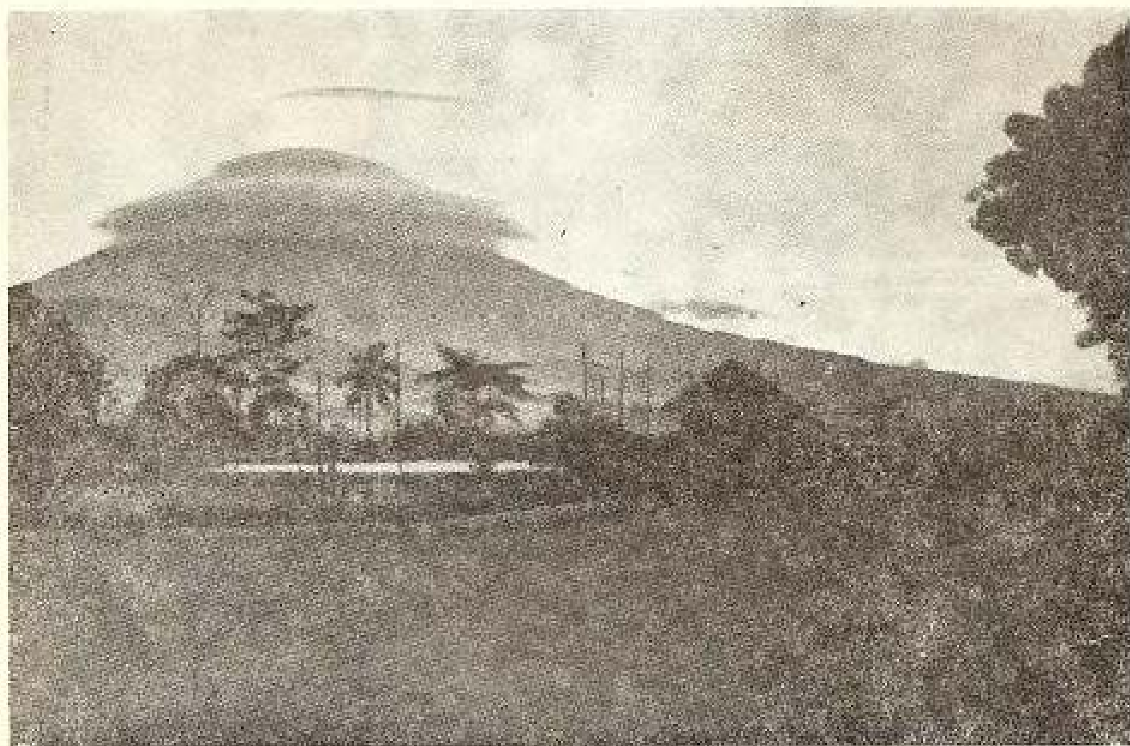
XXVII. Mare de nori.



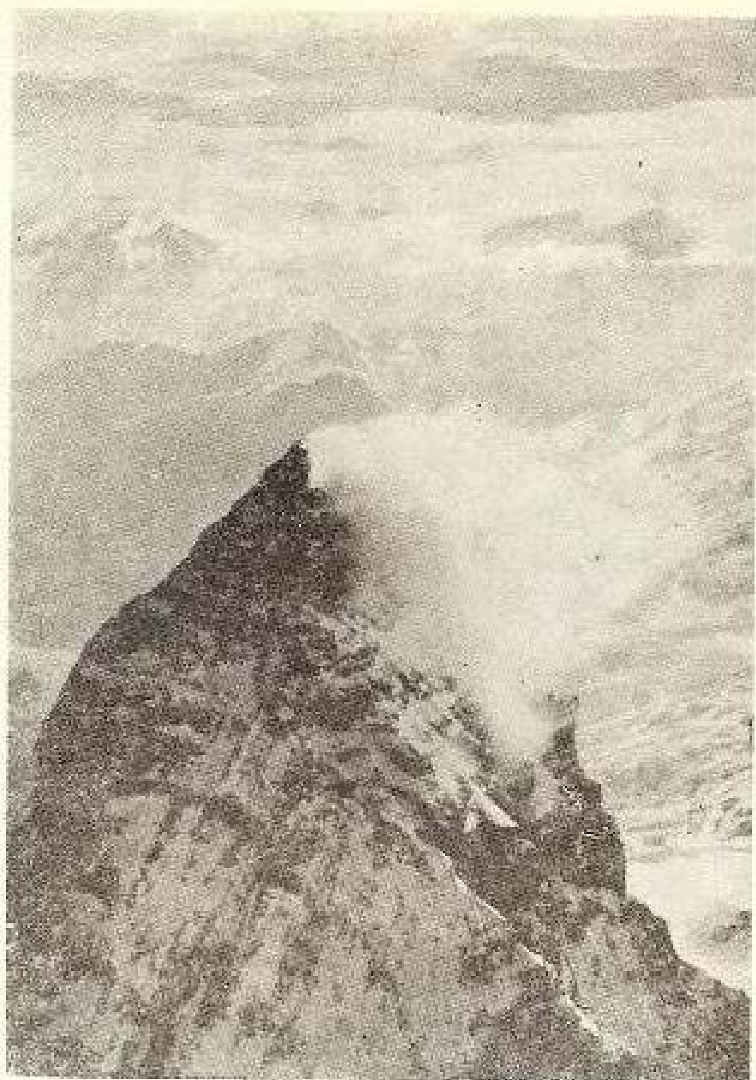
XXVIII. Cumulus străpungînd o pătură orizontală de nori.



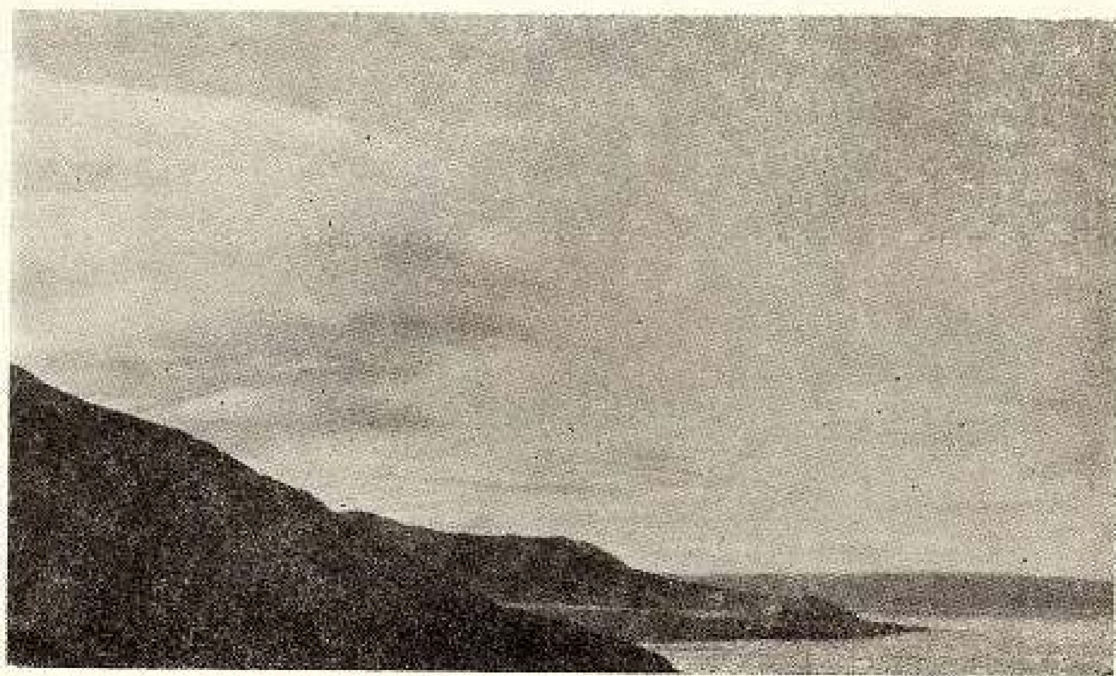
XXIX. Cumulus tinzînd spre Cumulonimbus și străpungînd o pătură orizontală de nori.



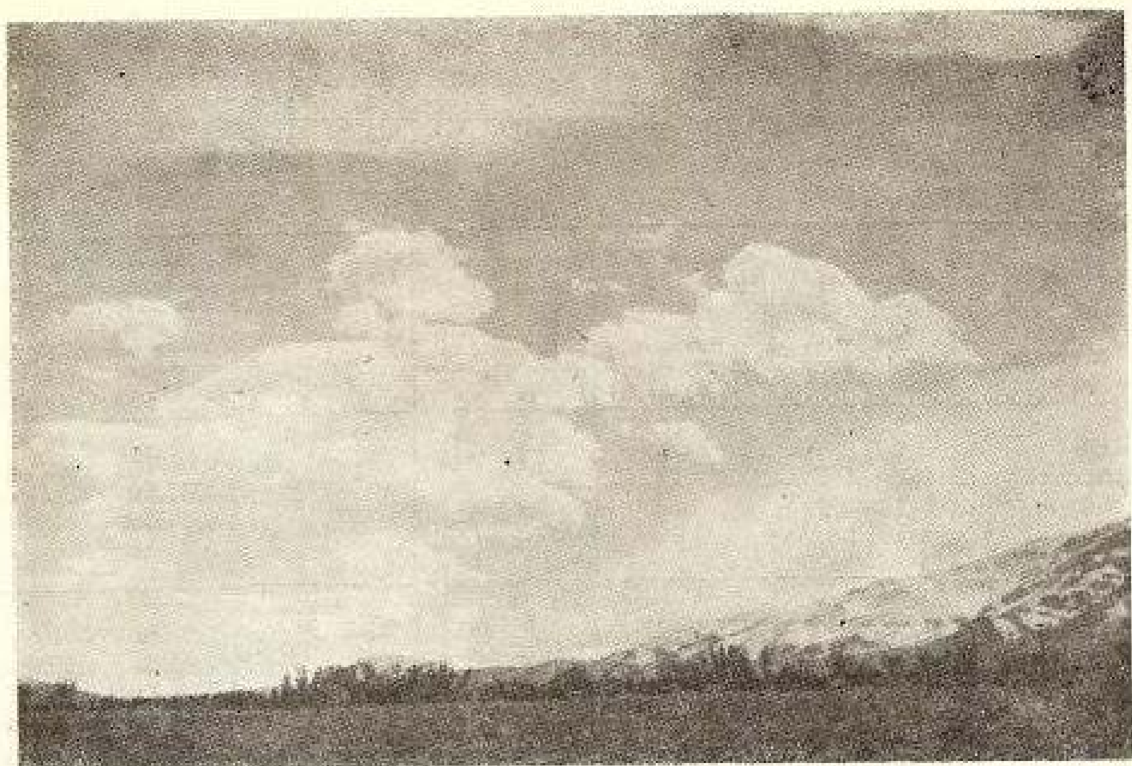
XXX. „Pilă" de nori.



XXXI. „Flamură" de nori.



XXXII. Nori lenticulari.



XXXIII. Nori „rotori".

CENTRUL METEOROLOGIC BUCUREŞTI — BĂNEASA

Nr. 875

DATA: 10 V 1966 ORA..........

AERODROME FORECASTS — ПРОГНОЗ ПОГОДЫ ПО АЭРОПОРТУ

PNA-2

Aerodrome Аэропорт	Period of validity Действительность	Surface wind (m/s) QAN/QNT Ветер у земли (м/с)	Surface visibility (km) QBA Видимость (Км)	Weather QNY Погода	CLOUDS Amount, Type, Heigt of Base (m). QBB Облачность, Количество, Форма, Высота в Метры
LRBS Bucharest	07—16 tempo 12—16 prob. 30	270° 6—12m/s —	12 km 10 km	— shower	4/8 Sc 450 m 3/8 Ac 3000 m 5/8 Cb 600 m 5/8 Ac 3000 m
LHBP Budapest	07—16 gradu 09—11 prob. 20 11—16	var. 3m/s — —	6 km 15 km 8 km	mist — shower	1/8 Ac 3000 m 2/8 Cs 5000 m 3/8 Cu 900 m 4/8 Ac 3000 m 5/8 Cu 900 m
LOWW Wien	07—16 09—16 tempo	var. 3m/s	10 km —	— —	2/8 Sc 1500 m 6/8 Cu 900 m
EDDM Münich.	07—16 gradu 08—11 prob. 30 tempo	var. 3m/s —	3000 m 10 km 6 km	mist — shower	5/8 Sc 900 m 5/8 Cu 900 m 7/8 Cu 450 m
EDDF Frankfurt	07—16 gradu 10—13 prob. 20	var. 3m/s — —	10 km 25 km 8 km 5 km	— — shower or thunder.	4/8 Cu 1500 m 3/8 Ac 3000 m 4/8 Cu 900 m 4/8 Ac 3000 m 4/8 Cb 900 m
EDDK Köln	07—16 gradu 08—10	var. 3m/s 320° 4m/s	3000 m 10 km	mist —	6/8 Sc 1500 m 4/8 Cu 900 m
EBBR. Brussels	07—16 gradu 10—12	300° 6m/s —	2000 m 20 km	mist —	5/8 Sc 900 m 4/8 Cu 750 m
EGKK London	07—16 gradu 13—16	330° 5m/s 280° 4m/s	20 km 30 km	— —	4/8 Cu 600 m 3/8 Sc 1200 m 3/8 Ci 5000 m

UPPER WIND AND TEMPERATURES

M. METEO OFFICE
BUCHAREST (LRBS)

DATE 10-05-1966.
VALID 08⁰⁰-16⁰⁰ G.M.T.

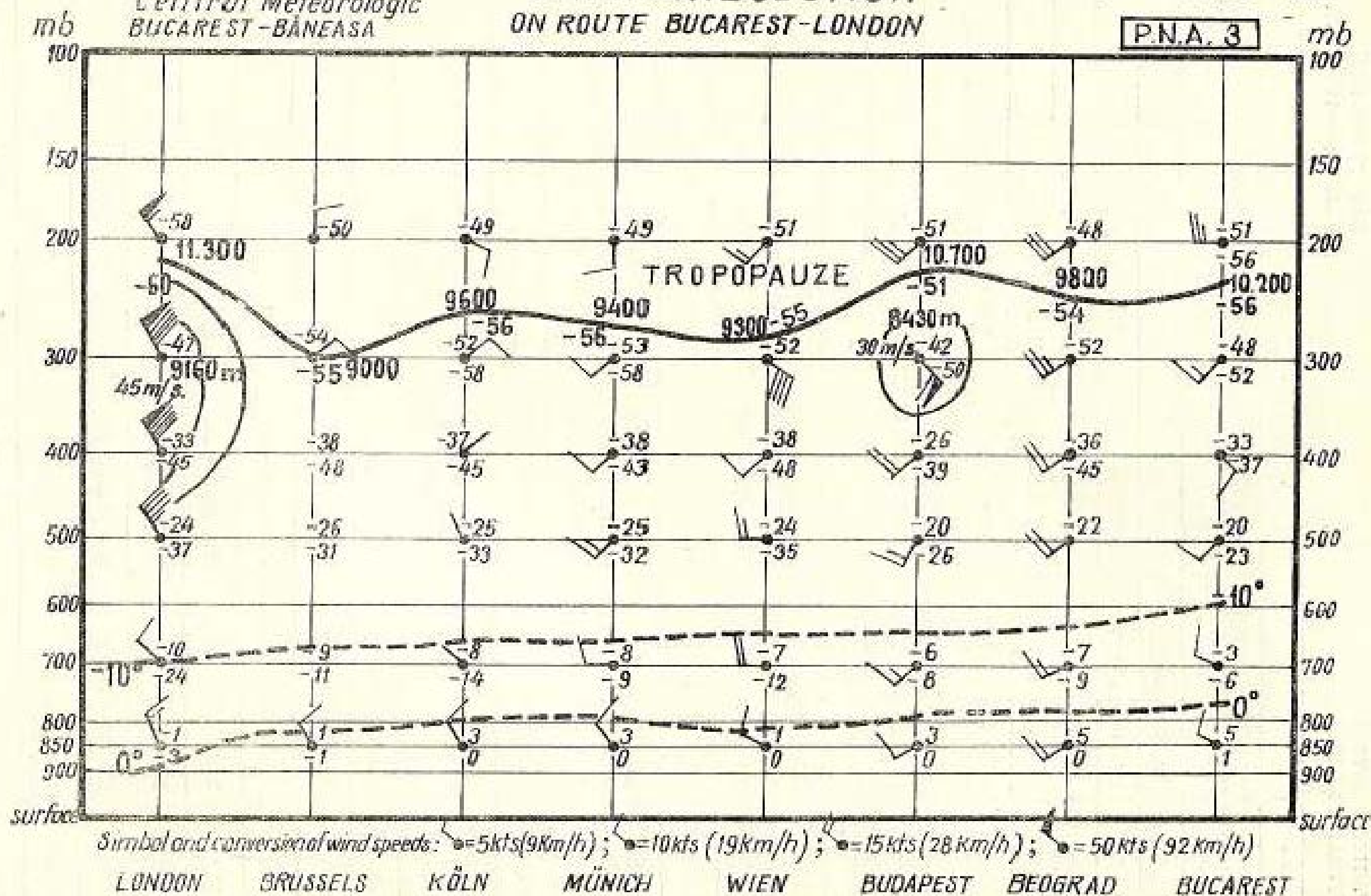
ROUTE	BUCHAREST — LONDON			
SECTION	BĂNEASA — B. PEST.	B. PEST — MÜNICH	MÜNICH — LONDON	
700 mb	310°/10m — 5°	250°/10m — 8°	320°/15m — 10°	
500 mb	160°/12m — 22°	250°/12m — 15°	340°/22m — 22°	
400 mb	140°/12m — 32°	180°/20m — 40°	340°/30m — 34°	
300 mb	150°/20m — 48°	140°/20m — 52°	320°/32m — 50°	
200 mb	200°/15m — 48°	180°/12m — 51°	340°/25m — 62°	
tropo(m)	10 000 m — 58°	9 800 m — 56°	9 500 – 10 500m — 60°	

ROUTE	BUCHAREST — MOSCOW			
SECTION	BSA. — KIEW	KIEW — MOSCOW		
700 mb	300°/10m — 2°	160°/15m — 2°		
500 mb	160°/15m — 18°	160°/20m — 20°		
400 mb	160°/15m — 21°	160°/20m — 31°		
300 mb	140°/12m — 46°	180°/35m — 46°		
200 mb	180°/15m — 52°	200°/22m — 56°		
Tropo(m)	10 300m — 59°	10 500 – 11 500m — 61°		

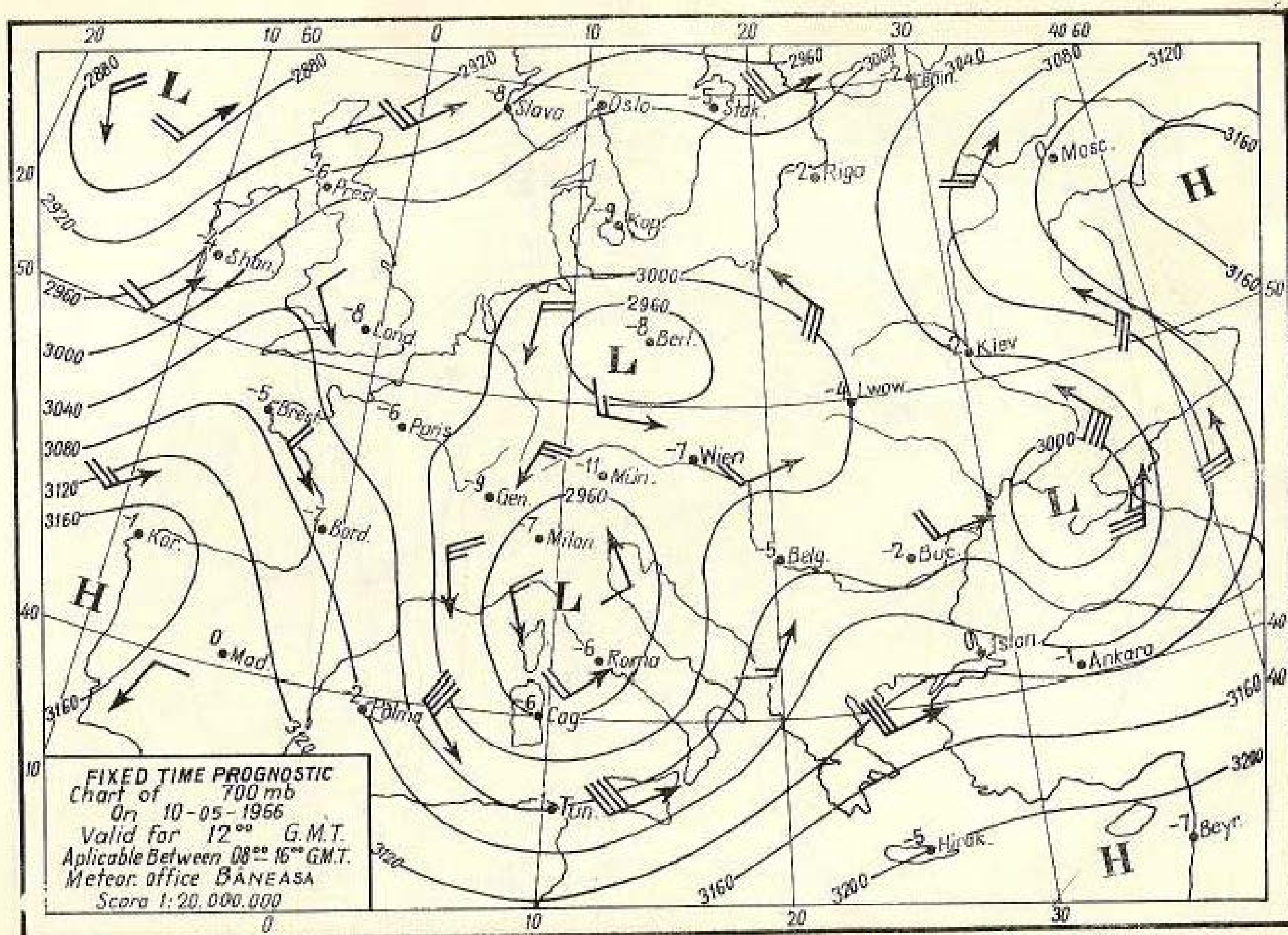
ROUTE	BUCHAREST — ATHENAI			
SECTION	BSA. — SOFIA	SOFIA — ATHENAI		
700 mb	300°/7m — 4°	270°/14m — 0°		
500 mb	270°/15m — 22°	250°/26m — 17°		
400 mb	250°/20m — 32°	260°/30m — 33°		
300 mb	270°/25m — 48°	270°/30m — 46°		
200 mb	270°/30m — 52°	250°/35m — 55°		
Tropo(m)	10 500m — 53°	11 000m — 56°		

PNA 4

FORECASTER V.P.



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
Centrul Meteorologic
BUCAREST - BĂNEASA
VERTICAL SECTION
ON ROUTE BUCAREST - LONDON
Date 10-V-1966 h 00°° GMT
P.N.A. 3
mb
TROPOPAUZE
Simbol and conversion of wind speeds: = 5 kts (9 Km/h); = 10 kts (19 km/h); = 15 kts (28 km/h); = 50 kts (92 km/h)
LONDON
BRUSSELS
KÖLN
MÜNICH
WIEN
BUDAPEST
BEOGRAD
BUCAREST
surface

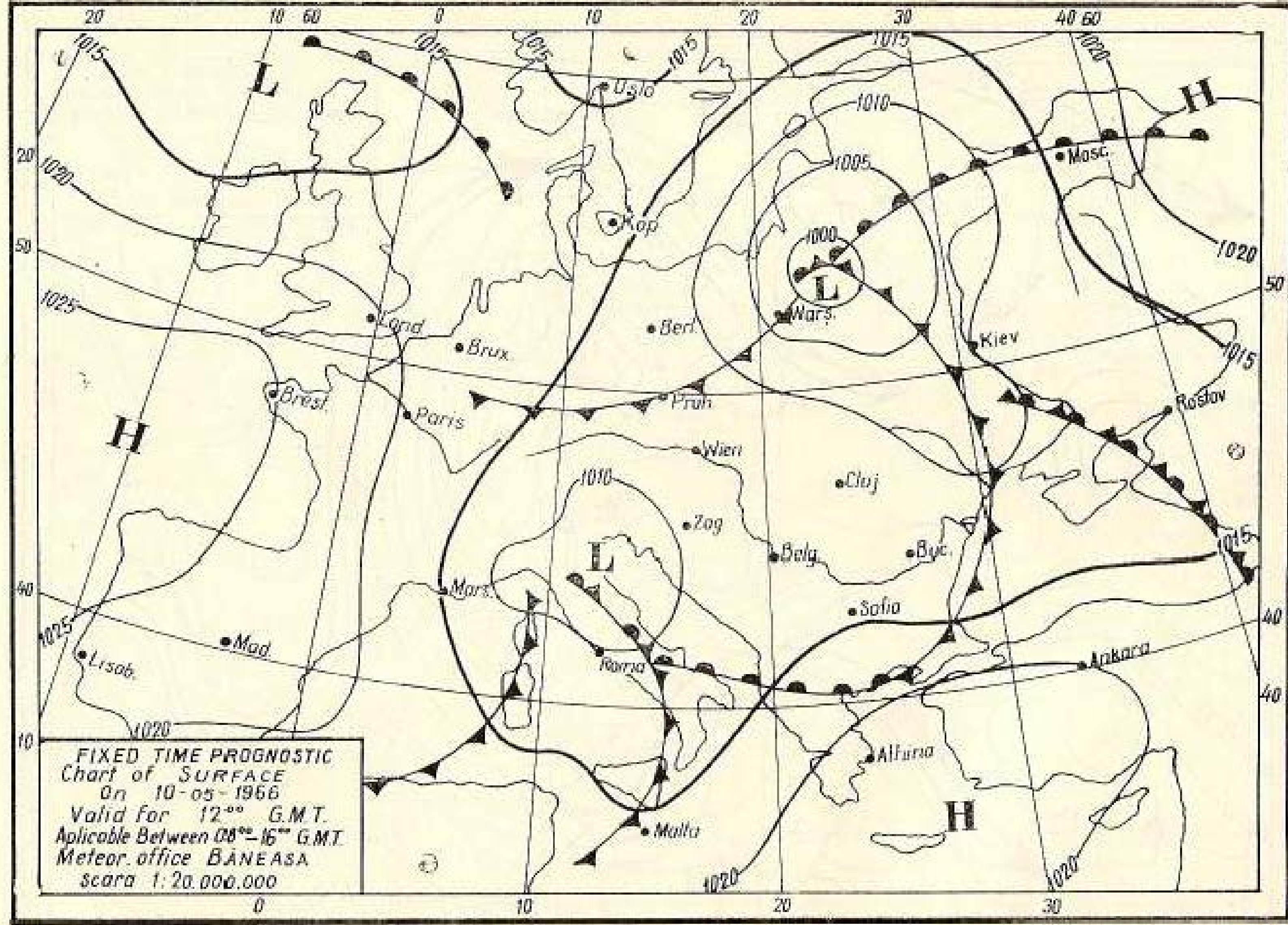

FIXED TIME PROGNOSTIC
Chart of 700 mb
On 10-05-1966
Valid for 12⁰⁰ G.M.T.
Aplicable Between 08⁰⁰ 16⁰⁰ G.M.T.
Meteor. office BĂNEASA
Scara 1:20.000.000
L
H
Slava
Oslo
Stok.
Lenin.
Mosc.
Riga
Prest.
Kop.
Shan.
Lond.
Berl.
Kiev
Brest
Paris
Lwow
Wien
Gen.
Müri.
Bord.
Milan.
Kor.
Belg.
Buc.
Mad.
Roma
Istan.
Ankara
Palma
Cag.
Tun.
Hirak.
Beyr.
2880
2920
2960
3000
3040
3080
3120
3160
3200

XXXVII

FIXED TIME PROGNOSTIC
Chart of 400 mb
On 10-05-1966
Valid for 12⁰⁰ G.M.T.
Aplicable Between 08⁰⁰-16⁰⁰ G.M.T.
Meteor. office BĂNEASA
Scara 1: 20.000.000

XXXVIII

FIXED TIME PROGNOSTIC
Chart of TROPOPAUSE
On 10-05-1966
Valid for 12^{00} G.M.T.
Aplicable Between 08^{00} - 16^{00} G.M.T.
Meteor office BĂNEASA
Scara 1: 20.000.000


FIXED TIME PROGNOSTIC
Chart of SURFACE
On 10-05-1966
Valid for 12⁰⁰ G.M.T.
Aplicable Between 08⁰⁰–16⁰⁰ G.M.T.
Meteor. office BĂNEASA
scara 1:20.000.000
Lond.
Brux.
Brest.
Paris
Kop.
Uslo
Berl.
Wars.
Prah
Wien
Kiev
Mosc.
Rostov
Cluj
Zag
Belg.
Buc.
Sofia
Mars.
Mad.
Lisab.
Roma
Malta
Alfuria
Ankara

SIMBOL, ABREVIATIONS AND REMARKS

⚡ Thunderstorm - Ts.	Cb Cumulonimbus
Severe line squall - Sev. l. SQL.	4-6 Sc $\frac{300}{80}$ = 4-6 octas
△ Hail - Ha.	Sc $\frac{\text{top } 3000 \text{ m}}{\text{base } 800 \text{ m}}$
Moderate icing	
Severe icing	
Moderate Turbulence	CLD Clouds
Severe Turbulence	SCT Scattered
Marked Mountain Waves	BKN Brocken
Sandstorm or duststorm	LYR Layer
● Rain - Ra.	CNS Continous
✱ Snow - Sn.	OCL Occasional
▽ Shower - Shwr.	FRQ Frequent
Freezing Rain - Fzr.	STF Stratiform
L Centre of Low Pressure	CUF Cumuliform
H Centre of High Pressure	SKC Sky clear
Warm front	INC in Clouds
Cold front	CAT Clear air Turbulence
Occluded front	
Boundary of area of Significant weather (boundary of significant weather area)	

Ci	Cirrus
Cc	Cirrocumulus
Cs	Cirrostratus
Ac	Altocumulus
As	Altostratus
Ns	Nimbostratus
Sc	Stratocumulus
Cu	Cumulus
St	Stratus

The altitudes of Clouds are given in decameters and for other elements in meters.
The time is given in G.M.T.
The expected movement of front is indicated by directional arrows and the speed in km/h.

THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROMANIA
METEOROLOGICAL INSTITUTE

FLIGHT METEOROLOGICAL DOCUMENTATION

Nr.............

Date.........................

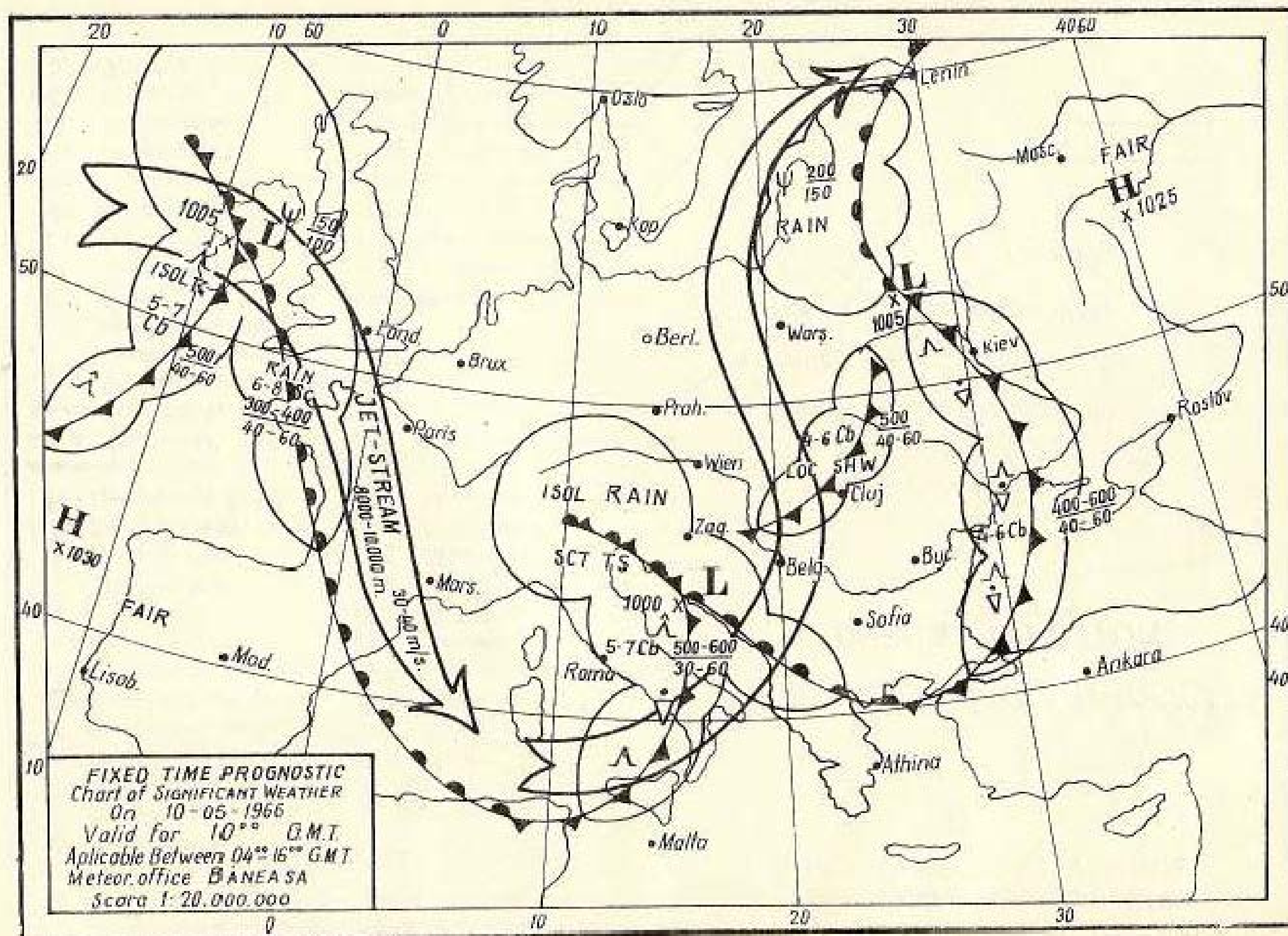
Flight Nr................... Capitain...........................

Route.................................Via.......................

Issued By the Meteorological Office..........................

Forecaster

P. N. A. 6



FIXED TIME PROGNOSTIC
Chart of SIGNIFICANT WEATHER
On 10-05-1966
Valid for 10°° G.M.T.
Aplicable Between 04°°-16°° G.M.T.
Meteor. office BANEASA
Scara 1:20.000.000
JET-STREAM
8000-10.000 m.
30-60 m/s.
Oslo
Lenin.
Mosc.
FAIR
H
x 1025
Kop.
RAIN
L
1005
Lond.
Brux.
Berl.
Wars.
Kiev
Paris
Prah.
Roslov
Wien
Cluj
ISOL RAIN
Zag.
SCT TS
1000
Belg.
Buc.
Sofia
5-7 Cb
500-600
30-60
Roma
Ankara
Athina
Malta
Mad.
Lisab.
FAIR
H
x 1030
ISOL
5-7
Cb
RAIN
6-8 Cb
300-400
40-60
LOC SHW
500
40-60
400-600
40-60

R. S. R.
COMITETUL DE STAT AL APELOR
INSTITUTUL METEOROLOGIC
Centrul (stația) meteo BĂNEASA

BULETIN METEOROLOGIC DE ZBOR Nr. 1965 DIN 10 MAI 1966

Ruta aeriană BUCUREȘTI — ORADEA

Valabilitatea buletinului; de la ora 16^{00} la ora 19^{00}

Notări speciale ale aeroportului.

STAREA REALĂ A TIMPULUI OBSERVATĂ ÎN REGIUNEA DE ZBOR

La suprafața solului

Localitatea	ora obs.	Starea timpului	Vizibilitatea	Nori: Plafon	Nori: Nebulozitate parțială	Nori: Nebulozitate totală	Nori: Felul	Vîntul: Direcție (grade)	Vîntul: Viteza km/oră	Q.F.E.	Temp.
Băneasa	15	—	30 km	900 m		2	Cu	270	18	750.8	22°
Vf. Omul	,,	Ceață	0,05 ”	invizibil				230	14		
C. Argeș	,,	—	10 ”	600 ”		6	Cb	340	14		
Boița	,,	—	20 ”	600 ”		5	Cb	360	7		
Sibiu	,,	—	30 ”	900 ”		2	Cu	270	18		21°
Deva	,,	—	15 ”	1000 ”		2	Cu	090	4		19°
Vlădeasa	,,	—	10 ”	500 ”	6	7	CbAc	270	28		
Oradea	,,	—	20 ”	1000 ”		4	Cu	200	14	747.5	20°

Vîntul în altitudine

Localitatea	ora obs.	la . . . m Direcția	la . . . m Viteza km/oră	la 500 m Direcția	la 500 m Viteza km/oră	la 1000 m Direcția	la 1000 m Viteza km/oră	la 1500 m Direcția	la 1500 m Viteza km/oră	la 2000 m Direcția	la 2000 m Viteza km/oră	la 3000 m Direcția	la 3000 m Viteza km/oră	la . . . m Direcția	la . . . m Viteza km/oră
Băneasa															
Vf. Omul															
C. Argeș															
Boița															
Sibiu															
Deva															
Vlădeasa															
Oradea															

PREVEDEREA TIMPULUI PE RUTA DE ZBOR

Prevederea / zona			Băneasa-Oradea	
Starea timpului			Local averse și oraje	
Vizibilitatea orizontală			10—20 km	
Nori	Plafon		600—1200 m	
	Nebulozit. parțială		2—4	
	Nebulozit. totală		4—7	
	Felul		Cu, Cb și Ac	
Vînt la sol	Direcția (grade)		270—320°	
	Viteza km/oră		10—20 km.	
Vînt în altitudine	Dir. și vit. (km/oră)	la 1500 m 250°/35 km	la . . . . . . m	la . . . . . . m
	Dir. și vit. (km/oră)	la 3000 m 270°/45 km	la . . . . . . m	la . . . . . . m

Izoterma de 0°C

2400—2600

Izotermă de —10° C

4000 m

Fenomene periculoase

Turbulență moderată

între munți și Oradea

Indicativ avion YR. TAT.

Destinatar TAROM

Comandant DINCĂ

Semnătura alcătuitor buletin
V. PĂDURARU

Semnătura primitorului
ss. DINCĂ

Ora primirii 15,15

PREVEDEREA TIMPULUI PENTRU ATERIZARE

Aeroportul	Valabilit. prevederii: de la ora	Valabilit. prevederii: la ora	Starea timpului	Vizibilitate	Plafonul norilor	Nebulozitatea: Parțială	Nebulozitatea: Totală	Felul norilor	Vîntul la sol: Direcția	Vîntul la sol: Vit. km/oră
Oradea	15^{00}	24^{00}		20 km	900 m	6	7	Cu Ac	200°	25 km
	tempo $16-20^{00}$ prob. 40% aversă + oraj					7/8 Cb		plafon 710 m		

Rezultatul verificării buletinului

TABLA DE MATERII

3. *Cap. III.* **Noţiuni de meteorologie generală**

Redactor responsabil: dr. N. POPOVICI
Tehnoredactor: NISIRIUS MARILENA

Dat la cules: 07.10.1966. Bun de tipar: 30.01.1967. Apărut: 1967. Tiraj: 2.000 + 130 ex. broşate. Hîrtie: scris I A de 63 g/m², 700×1000/16. Coli editoriale: 27,41. Coli de tipar: 25, Planşe tipar tipo: 1. A.: 14162/1966. C.Z. pentru bibliotecile mari: 613.693:613.1. C.Z. pentru bibliotecile mici: 613.693:613.1

Intreprinderea poligrafică „Informaţia" str. Brezoianu 23—25 Bucureşti, comanda 370

57